



UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro



JOÃO PAULO SOARES DE CORTES

**CONTROLE ESTRUTURAL E CLASSIFICAÇÃO DO
CANAL NO BAIXO TAPAJÓS; CONTRIBUIÇÕES PARA
A GEOMORFOLOGIA DA AMAZÔNIA**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Rio Claro – SP

2020

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA

“Júlio de Mesquita Filho”

Instituto de Geociências e Ciências Exatas

Câmpus de Rio Claro

JOÃO PAULO SOARES DE CORTES

**CONTROLE ESTRUTURAL E CLASSIFICAÇÃO DO
CANAL NO BAIXO TAPAJÓS; CONTRIBUIÇÕES PARA
A GEOMORFOLOGIA DA AMAZÔNIA**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Orientador: Prof. Dr. George Luiz Luvizotto

Rio Claro – SP

2020

C828c	Cortes, João Paulo Soares de Controle estrutural e classificação do canal no baixo Tapajós : contribuições para a geomorfologia da Amazônia / João Paulo Soares de Cortes. -- Rio Claro, 2020 141 p. : il., tabs., mapas + 1 CD-ROM Tese (doutorado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro Orientador: George Luiz Luvizotto 1. Geomorfologia Fluvial. 2. Placas tectônicas. 3. Geofísica. 4. Geologia Estrutural. I. Título.
-------	---

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

JOÃO PAULO SOARES DE CORTES

**CONTROLE ESTRUTURAL E CLASSIFICAÇÃO DO
CANAL NO BAIXO TAPAJÓS; CONTRIBUIÇÕES PARA
A GEOMORFOLOGIA DA AMAZÔNIA**

Tese de doutorado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Câmpus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Geociências e Meio Ambiente.

Comissão examinadora

Prof. Dr. George Luiz Luvizotto (orientador)

Prof. Dr. Fabiano do Nascimento Pupim

Prof. Dr. Carlos Henrique Grohmann de Carvalho

Prof. Dr. Clauzionor Lima da Silva

Profa. Dra. Cenira Maria Lupinacci da Cunha

Conceito: Aprovado

Data da Defesa: 14/05/2020

AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial meus irmãos Digo e Nado e à Dona Rosa, a mulher mais incrível que há, e que por uma grande sorte é minha mãe! Super Mãe e Super Mulher, esteio e razão de uma Super Família.

À Maria Fernanda, por me inspirar a ser uma pessoa melhor a cada dia. Obrigado por trazer cores, sorrisos, cochilos e muito amor para nossa vida amazônica.

Aos amigos e amigas de Santarém, obrigado por darem sentido às praias, aos domingos e às noites no *Point do Flashback*.

A todas as pessoas que abriram suas casas, seus escritórios e seus corações ao longo do meu processo de mudança para a Amazônia. Uma das lindas partes de viver esta aventura, é aprender com vocês, pessoas de luz, de luta e de encanto.

Ao amigo Otávio Carrer pelas contribuições com as figuras e pela presença constante. Sua jornada é a minha jornada também, meu irmão.

Ao Programa de Pós Graduação em Geociências e Meio Ambiente, em especial à nossa queridíssima Rose, pelo suporte financeiro e acadêmico.

Aos colegas de curso e instituto na Universidade Federal do Oeste do Pará (UFOPA), pela compreensão ao longo deste processo, em especial aos professores José Max Barbosa Jr. e Ynglea Georgina de Freitas Goch, que na posição de coordenadores de curso não pouparam esforços para permitir que eu pudesse cumprir simultaneamente com as atividades de docência e pesquisa. Agradeço ainda ao colega José Reinaldo Peleja e sua equipe do Laboratório de Biologia Ambiental pela parceria e contribuições.

Aos colegas de Rio Claro, agradeço por guardarem a essência de ser dessa cidade, que carregam consigo e me transmitem a cada encontro. Obrigado por me ajudarem a guardar o garoto que cheguei, e que cuido pra que não me solte a mão. Viva à república Fossa! Viva à Moradia Estudantil! Viva à Universidade Pública!

Aos colaboradores diretos deste trabalho, pessoas que me ajudaram a concebe-lo, a descobri-lo e a revela-lo da maneira como está. Este trabalho não seria possível sem as contribuições de Fabiano Pupim, João Motta, Rafael de Fraga e Milena Rosa.

Aos colegas das ciências na Amazônia que compartilharam de meus anseios nesta caminhada, Michele Andriolli, Naziano Filizola, Isaac Salem Bezerra e Claudio Szlafsztein.

Ao meu grande amigo de tantas jornadas, e que não por acaso, orienta este trabalho, George Luiz Luvizotto, agradeço imensamente a confiança, o acolhimento e o suporte ao longo deste processo.

Por fim, mas não menos importante, deixo meus agradecimentos muito sinceros a todas aquelas pessoas são luzes, ainda que seja de noite. Obrigado por serem luta, inspiração, esperança e resistência. Nós seguimos. E que a chegada contenha elementos mais leves e apurados que os da partida. Nós seguimos e conosco a visão de um mundo melhor.

JP.

Santarém, primeiro de junho de 2020

*E tu ficastes serena
Nas entrelinhas dos sonhos
Nos escaninhos do riso
Olhando pra nós escondida
Com os teus olhos de rio*

*Viestes feito um gaiola
Engravidada de redes
Aportando nos trapiches
Do dia a dia e memória
Com os teus sonhos de rio*

*E ficastes defendida
Com todas as suas letras
Entre cartas e surpresas
Recírio, chuva e tristeza*

*Vês o peso da tua falta
Nas velas e barcos parados
Encalhados na saudade
De Val-de-cans ao Guamá*

*Porto de sal das lembranças
Das velhas palhas trançadas
Na rede de um outro riso
Às margens de outra cidade
Ah, os teus sonhos de rio!*

*Olho de boto
No fundo dos olhos
De toda a paisagem*

Olho de Boto - Cristóvam Araújo / Nilson Chaves

RESUMO

A formação das rias fluviais na Amazônia possui uma relação bem conhecida com o processo de avanço do nível do mar durante o Holoceno. Sugestões sobre a presença de controle estrutural e tectônico na gênese destas e de outros elementos do relevo amazônico tem sido levantadas por diversos autores, porém poucos elementos conclusivos foram apresentados até o momento. Este trabalho apresenta, no primeiro momento, uma série de evidências de diferentes fontes mostrando controle estrutural ao longo do rio do Tapajós e em áreas de terra firme adjacentes. A metodologia utilizada, é inovadora por integrar dados geomorfológicos, geológicos e geofísicos (sísmica, magnetometria e gravimetria) obtidos sem custo e disponíveis para grandes áreas, o que é uma grande vantagem em uma zona de difícil acesso como a Amazônia. Trata-se ainda de uma abordagem pouco usual dentro da geomorfologia na qual encontramos resultados muito promissores. Os resultados mostram a influência de elementos estruturais na configuração do relevo amazônico na região do baixo Tapajós. É proposto um modelo de *horsts* e *grábens* limitados por lineamentos com direção ENE-WSW com expressão regional. Em seguida apresentamos uma classificação para o canal do Tapajós baseado em variáveis morfométricas extraídas de perfil transversal. A classificação apresenta três trechos distintos para o canal do Tapajós no perímetro analisado, denominados Trecho do Canal Estreito, Baixo Trecho da Ria e Alto Trecho da Ria. Estes trechos possuem suporte estatístico e concordância com a maior parte dos dados sedimentológicos e hidrológicos conhecidos para o baixo Tapajós. A aplicação de índices de assimetria do canal também é concordante com os trechos propostos e nos permite afirmar que o Alto Trecho da Ria é onde estão melhor preservadas as formas antigas do canal, pela sua morfologia em *canyons*, enquanto os demais trechos apresentam evidências de perturbações ligadas a ajustes na forma para adequação à situação de transgressão marinha durante o Holoceno. A integração dos resultados apresentados nos dois capítulos corresponde a avanços importantes para a compreensão do relevo no Baixo Tapajós e na região Amazônica.

Palavras Chave: Morfotectônica; Análise de Agrupamento; Evolução Geomorfológica; Geomorfologia Fluvial; Amazônia

ABSTRACT

The formation of the fluvial rias in the Amazon has a well-known relationship with the process of sea level transgression during the Holocene. Suggestions about the presence of structural and tectonic control in the genesis of these and other elements of the Amazonian relief have been raised by several authors, but few conclusive elements have been presented so far. This work presents, in the first moment, a series of evidences from different sources showing structural control along the Tapajós Ria and in adjacent land areas. The methodology used is innovative because it integrates geomorphological, geological and geophysical data (seismic, magnetometry and gravimetry) obtained at no cost and available for large areas, which is a great advantage in an area of difficult access such as the Amazon. It is also an unusual approach within geomorphology in which we find very promising results. The results show the influence of structural elements in the configuration of the Amazonian relief in the region of the lower Tapajós. A model of *horsts* and *grabens* limited by lineaments with regional expression is proposed. Next, we present a classification for the Tapajós channel based on morphometric variables extracted from transversal profiles. The classification presents three distinct sections for the Tapajós channel in the analyzed perimeter, here called Narrower Channel Reach, Lower Ria Reach and Higher Ria Reach. These reaches have statistical support and agreement with most of the sedimentological and hydrological data known for the lower Tapajós. The application of asymmetry indices of the channel is also consistent with the proposed reaches and allows us to affirm that Higher Ria Reach is where the ancient channel forms are best preserved, due to their morphology in canyons. The other reaches show evidence of disturbances linked to adjustments in form to suit the situation of marine transgression during the Holocene. The integration of the results presented in the two chapters corresponds to important advances for the understanding of the relief in the Lower Tapajós and in the Amazon region.

Keywords: Morphotectonics, Cluster Analysis, Geomorphological Evolution, Fluvial Geomorphology; Amazon

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de Localização da área de estudos	5
Figura 1.2 – Distribuição das unidades sedimentares e dos escudos no norte da América do Sul.....	7
Figura 1.3 – Coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar Amazônica.....	9
Figura 1.4 – Mapa Geológico da área de estudos.....	10
Figura 1.5 – Quadro tectônico e estrutural da região de Santarém.....	13
Figura 1.6 – Fases de deformação identificadas na região de Itaituba.....	14
Figura 1.7 – Principais direções de estruturas na região Amazônica	15
Figura 1.8 – Distribuição e espessura de sills do diabásio Penatecaua.....	17
Figura 1.9 – Elementos estruturais de drenagem na bacia hidrográfica do Tapajós..	19
Figura 1.10 – Basculamento para leste da bacia hidrográfica do Tapajós	20
Figura 1.11– Unidades Geomorfológicas na área de estudos e entorno.....	22
Figura 1.12 – Relações entre as unidades Patamares do Tapajós e planície Amazônica. Os patamares possuem leve mergulho na direção oposta à do canal do Tapajós, gerando forte assimetria de drenagem entre os afluentes diretos e os que fluem consequentes às camadas.	23
Figura 1.13 – Hipsometria e declividades dos terrenos na área de estudos.....	24
Figura 1.14 – Formas do modelado na área de estudos e entorno.....	26
Figura 3.1 – Mapa geológico da área de estudos.....	32
Figura 3.2– Análise morfoestrutural da porção sul da área de estudos.	39
Figura 3.3 – Lineamento Amorim-Belterra (LAB).	41
Figura 3.4 – Localização e interpretação das seções sísmicas analisadas	43
Figura 3.5 – Mapa de Anomalia Bouguer simples e gradiente THDR.....	45

Figura 3.6 – Mapa de Anomalias Magnéticas e gradiente d ASA.	47
Figura 3.7 – Localização e relações estratigráficas entre os poços estudados..	50
Figura 3.8 – Análise de lineamentos.	53
Figura 3.9 – Arranjo de blocos e lineamentos descritos neste trabalho.	55
Figura 3.10 – Assinaturas magnéticas e gravimétricas do relevo na ria do Tapajós.....	59
Figura 3.11 Expressão regional do lineamento Amorim-Belterra e do sistema Abacaxis-Curuá do Sul entre os rios Madeira e Xingu..	59
Figura 4.1 – Localização da área de estudos e perfis transversais analisados.....	72
Figura 4.2 Modelo de evolução da assimetria em canais fluviais..	75
Figura 4.3 – Agrupamentos de amostras por dissimilaridades geomorfológicas.....	78
Figura 4.4 – Autocorrelogramas espaciais baseados na estatística C de Geary.	79
Figura 4.5 – Distribuição e características dos leitos fluviais ao longo dos trechos identificados e perfil longitudinal.....	81
Figura 4.6 – Características do leito e do canal em planta nos trechos identificados, de acordo com as imagens de radar, imagens ópticas e com o modelo de elevação da batimetria do canal.....	84
Figura 4.7 – Modelo tridimensional dos trechos baixo e alto na ria do Tapajós.....	85
Figura 4.8 – Relações entre os trechos identificados e padrões hidrossedimentológicos.	89
Figura 4.9 – Variação do índice de assimetria A^2 em função da linha do talvegue	90
Figura 4.10 – Modelo de entalhe e preenchimento da ria através de mudanças no nível eustático.....	92

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 – Principais características e ocorrência dos modelados do relevo em função das unidades geomorfológicas.....	27
Tabela 3.1 – Espessura e profundidade em perfil e ao nível do mar (NM) para os poços perfurados no entorno do canal do rio Tapajós	48
Tabela 3.2 – Resultados das análises direcionais e parâmetros estatísticos dos conjuntos analisados.....	51
Tabela 4.1 – Variáveis geomorfológicas medidas no Rio Tapajós, e utilizadas na análise discriminante de componentes principais (DAPC).	76
Tabela 4.2- Sumário dos resultados dos testes de Tukey utilizados para testar diferenças nos escores gerados por dois eixos de uma DAPC	78
Tabela 4.3 – Valores absolutos e médios por trecho (M/T) das variáveis utilizadas..	82

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
	Área de Estudos.....	5
1.1	– Estratigrafia	7
1.2	– Tectônica	10
1.3	– Magmatismo.....	16
1.4	– Geomorfologia Regional.....	18
2	ESTRUTURA E ORGANIZAÇÃO DA TESE	28
3	CONTROLE ESTRUTURAL DO RELEVO NA REGIÃO DO BAIXO TAPAJÓS. EVIDÊNCIAS MORFOESTRUTURAIS, SÍSMICAS E AEROGEOFÍSICAS.....	30
4	CLASSIFICAÇÃO GEOMORFOMÉTRICA DO CANAL NO BAIXO TAPAJÓS COM BASE EM VARIÁVEIS DE PERFIL TRANSVERSAL.....	69
5	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	100
6	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	103
	ANEXO I - GEOMORFOLOGIA E PLANEJAMENTO AMBIENTAL EM UMA REGIÃO DE INTERESSE ESTRATÉGICO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA	108

1 INTRODUÇÃO

“Gostaríamos de rematar esta nota despretensiosa com a reflexão de que nosso entendimento da morfologia terrestre há de realizar incessante evolução. Este mudar e crescer, êste abandonar de idéias ultrapassadas, à medida que novos fatos e teorias vão surgindo, é comum a tôdas as ciências. Rejeitadas que sejam, pois, as concepções que nos aventuramos a delinear aqui, poderemos dizer que o painel construído ao menos teve o mérito de nos levar a meditar sôbre o assunto.” (Sternberg, H.O., 1950)

A influência de fatores estruturais no condicionamento do relevo na região amazônica tem sido investigada a partir de diferentes perspectivas. O trabalho pioneiro de Sternberg (1950), apesar do tom despretensioso com que é concluído, traz pela primeira vez elementos para a avaliação do relevo amazônico em relação a estruturas do embasamento em função de atributos explícitos (lineamentos). A sugestão sobre a presença de “vales tectônicos” na Amazônia, com base, sobretudo, em suas observações a respeito do paralelismo e retilinearidade de determinados trechos de drenagem e a presença de direções preferenciais, notadamente NW-SE e NE-SW, condicionando também a forma de feições da planície, seria, décadas depois reforçada por elementos mais objetivos, que incluem mudanças bruscas no padrão de drenagem (LOMBARDO et al., 2014), truncamento de perfis lateríticos (BALÁN et al., 2005) e de sedimentos cenozoicos (SANTOS et al., 2011).

Gourou (1949), o autor que primeiro se referiu aos trechos largos e alagados existentes nas confluências dos principais afluentes do Amazonas a partir de seu médio trecho como ‘rias de água doce’, não deixou de considerar a possibilidade de que a mudança do nível de base poderia ser consequência do “levantamento do continente”, apesar de sua leitura estar focada nos efeitos de variações eustáticas na formação das tais rias. De toda maneira, a própria aplicação do conceito de rias à região amazônica, já traz consigo um histórico de investigações sobre a origem destas feições associadas à tais variações eustáticas em regiões costeiras, onde a ligação entre estas formas e seu processo genético e evolutivo é muito mais direta e explícita. As rias, de acordo com Goudie (2004)

são vales fluviais formados prioritariamente por erosão subaérea que foram posteriormente “afogados” ou alagados devido à efeitos transgressivos. Possuem forma alongada e estreita, na qual a profundidade e largura diminuem uniformemente à montante, gerando um afunilamento nesta direção. Além das variações eustáticas positivas, associadas com a retomada de um período mais quente e úmido no Holoceno tardio, elementos estruturais e tectônicos já foram sido evocados na interpretação da gênese destas formas por diferentes autores como Kuennen (1952) e Cotton (1956).

Com relação às “rias de água doce” da Amazônia, no entanto, assim como aconteceu com quase todos os outros atributos do relevo amazônico, os fatores estruturais estiveram relegados a segundo plano durante as primeiras investigações, o que é compreensível considerando-se o efeito que causa o clima equatorial super úmido associado com a exuberância da vegetação que, ao primeiro olhar, tende a atenuar as variações muitas vezes sutis do relevo. Desta maneira, é raro encontrar menções a fatores que não sejam climáticos ao se evocar a origem das paisagens amazônicas ao longo dos trabalhos pioneiros sobre a região. Destes, cumpre salientar as contribuições de Ab’Saber (1967) e De Meis (1968), que apresentaram elementos importantes para a compreensão dos eventos denudacionais e do quadro geomorfológico na região.

Uma fonte importante de informações a respeito das relações entre o relevo e o embasamento na região, vem através de levantamentos geológicos e geofísicos realizados pela Empresa Brasileira de Petróleo S.A (Petrobras) a partir dos final da década de 50 do século XX, aplicados ao levantamento do potencial de exploração de hidrocarbonetos nas bacias sedimentares do Amazonas e Solimões. Os dados gerados durante este período foram fundamentais para que fosse melhor compreendido o arcabouço estrutural das referidas bacias, sendo que técnicas de análise do relevo a partir do conceito de morfoestruturas subsidiaram a escolha de áreas prioritárias para investigação pormenorizada. O resultado destes esforços confirma a influência de estruturas profundas na morfologia e evolução do relevo atual, fato reforçado posteriormente por autores como Cunha (1973), Miranda *et al.* (1983), Cordani *et al.* (1984), Neves (1990) e Travassos & Barbosa Filho (1990).

A interpretação do relevo e da paisagem fluvial amazônica que acreditamos mais completa nesta primeira fase, que agrega elementos endógenos e exógenos, pode ser atribuída a Tricart (1977), que, a respeito das rias afirma;

“Esses estuários interiores se caracterizam muitas vezes por um déficit aluvial particularmente agudo. Os cursos d'água locais, drenando somente o Neógeno, terminam, na maioria das vezes, por esses lagos, sem construir a menor acumulação. A cabeceira do estuário interior se traduz simplesmente por um retraimento gradual da superfície líquida que, assim, passa insensivelmente para o leito do rio. Foi observando esse fato que pudemos, anteriormente, datar de regressão pré-flandriana o modelado de dissecção muito fino do Neogeno amazônico e afirmar que ele se tinha formado sob uma cobertura vegetal bem diferente da floresta atual. (...) A maioria desses estuários interiores está submetida a oscilações muito fortes do espelho d'água. Fazem exceção os que se comunicam mal com os grandes rios. Desse modo, a extensão do lençol lacustre varia consideravelmente. Outros estuários interiores são mais extensos e mais profundos. Tal como o baixo rio Negro, eles são muitas vezes comandados pela tectônica. Tal é também o caso do baixo Tapajós que parece ocupar uma fossa de afundamento. (Tricart, 1977, p. 32-33)

Este trecho do trabalho de Tricart impressiona pela riqueza e complexidade de elementos, (tectônica, variações climáticas, mudanças vegetacionais) mas também pela demonstração do poder de observação do autor, que quatro décadas antes que Freitas *et al.* (2017) descrevessem na região do baixo Tapajós, o efeito de marés mais extenso do mundo conhecido até o momento, achou pertinente colocar como sinônimo de “rias de água doce” seu conceito de “estuários interiores”, hoje uma das linhas mais importantes de pesquisa relacionadas ao sistema fluvial do baixo Amazonas. Exemplos de investigação sobre os, agora denominados “rios estuarinos” podem ser encontrados nos trabalhos de Fricke *et al.* (2017) e Fricke *et al.* (2019).

Paralelamente aos trabalhos apresentados neste primeiro momento, foi realizado no país entre 1970 e 1985 um dos maiores projetos a nível global de mapeamento e levantamento de recursos naturais, o projeto Radam Brasil. Os dados apresentados nos relatórios permitiram pela primeira vez que a região amazônica fosse abordada dentro de

sua dimensão continental, permitindo o estabelecimento de relações entre áreas distantes, muitas vezes com fortes restrições de acesso e pouco ou não exploradas do ponto de vista científico.

A partir dos anos 90, trabalhos importantes de síntese sobre o quadro estrutural no Brasil (HASUI, 1990; SAADI, 1993) e na região amazônica (COSTA *et al.*, 1995; BERMEGUY, 1997) foram realizados, via de regra, já considerando a presença de movimentação tectônica recente no modelamento do relevo (neotectônica). A partir deste momento, investigações em escala de detalhe passaram a revelar fortes evidências de atividade tectônica recente em diversas áreas da Amazônia (LATRUBESSE E RANCY, 2000; IBANEZ *et al.*, 2014; ROSSETTI, 2014, BERTANI *et al.*, 2015, entre outros). Com o fortalecimento e popularização de técnicas de sensoriamento remoto, geoprocessamento e a ampliação do acesso a diferentes técnicas de datação absoluta, a produção científica envolvendo o tema na Amazônia passou por uma rápida evolução ao longo das últimas décadas, demonstrando um quadro evolutivo complexo ainda a ser explorado.

Pelos pontos de vista hidrológico e sedimentológico, as importantes contribuições de Sioli (1957, 1984), Junk (1989), Dunne *et al.* (1998) e Irion (2006) foram sucedidas recentemente por uma série de trabalhos de grande vulto que têm revelado aspectos do baixo trechos destes sistemas hidrográficos que escoam cerca de 20% da água doce do planeta (LATRUBESSE *et al.*, 2005), como o já mencionado registro de efeitos de maré mais distante do oceano já documentado (FREITAS *et al.*, 2017) e outros aspectos hidrodinâmicos associados com o conceito de rios estuarinos (FRICKE *et al.* 2017; 2019), o papel das drenagens nos ciclos biogeoquímicos globais (TARDY *et al.* 2005; BERTASSOLI JR. *et al.* 2016) entre outras abordagens que têm agregado elementos para a diminuição das lacunas na compreensão deste sistema tão singular.

A região da foz do rio Tapajós, situada no oeste do estado do Pará, dentro deste contexto, foi relativamente bem estudada, devido à sua posição intermediária entre os importantes centros de pesquisa na Amazônia, Manaus (AM) e Belém (PA) e a possibilidade (não confirmada) da presença de hidrocarbonetos economicamente viáveis para exploração. Evidências mais concretas da relação estrutura-relevo, no entanto, ainda são escassas na área, assim como trabalhos de cunho regional que forneçam elementos para que se avance no entendimento da evolução geomorfológica na porção central da bacia sedimentar amazônica e em especial ao longo do baixo Tapajós.

Este trabalho tem como objetivo fazer uma leitura integrada de diferentes fontes de dados, nas áreas de geomorfologia, geologia e geofísica, de modo a caracterizar a relação entre o arcabouço estrutural e as formas do relevo na região do baixo Tapajós, buscando estabelecer elementos que permitam avaliar a influência destas estruturas na dinâmica recente do relevo, tendo como feição central a ria do Tapajós e englobando terrenos adjacentes.

Área de Estudos

A área de estudos, apresentada na figura 1.1, compreende um polígono centrado no canal do rio Tapajós em seu baixo trecho, tendo como limites, a sul a localidade de Fordlândia (FRD) e a norte a confluência com rio Amazonas (AMZ) nas proximidades da cidade de Santarém (STM). O rio Tapajós, assim como o rio Xingu e outros tributários do Amazonas, tem seu baixo trecho configurado em vales “afogados” ou rias, que são caracterizadas pelo alargamento súbito do canal. A figura 1.1 indica a área de estudos e as principais localidades e drenagens citadas ao longo do texto.

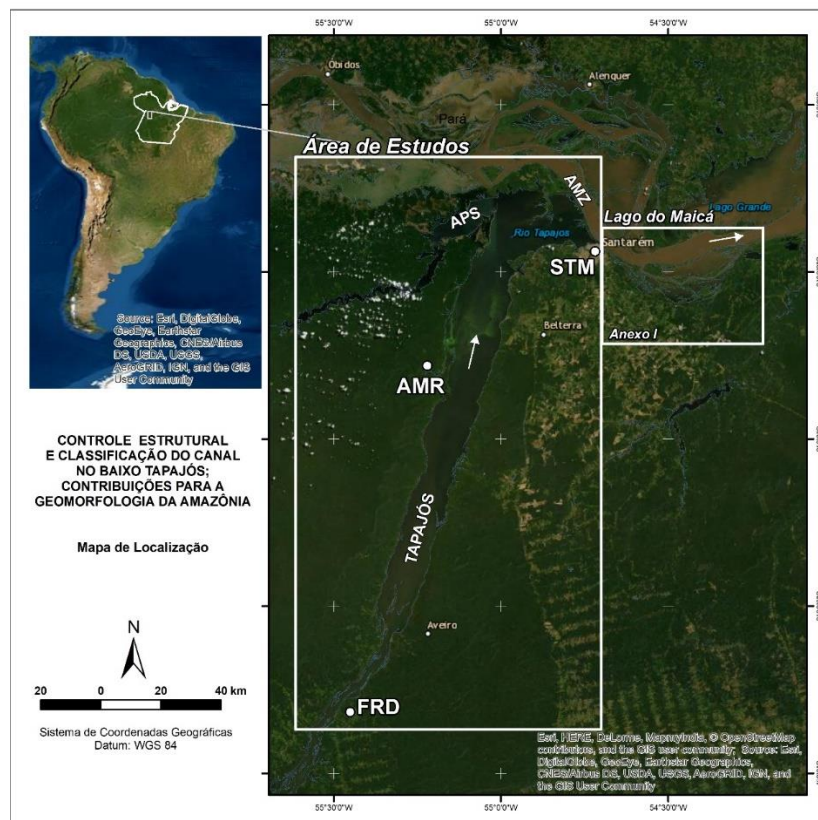


Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de estudos com indicação das principais localidades e drenagens citadas ao longo do texto. FRD- Fordlândia, STM- Santarém, AMR- Amorim, AMZ- Rio Amazonas, APS- Rio Arapiuns. A área do Lago do Maicá, estudada no Anexo I é apresentada a leste da área de estudos.

Geologicamente, a área está quase em sua totalidade representada por arenitos intercalados por pelitos pertencentes à Formação Alter do Chão (Cretáceo), que se configura na unidade superior da Bacia Sedimentar do Amazonas (BSA). O mapa geológico (figura 1.4) aponta ainda a presença de níveis lateríticos capeando determinados trechos de planalto, assim como depósitos fluviais recentes ao longo das principais drenagens e em especial na planície do tronco principal do rio Amazonas. Para sul, afloram as unidades mais basais da BSA, sendo que na área de estudos somente uma pequena mancha atribuída à Fm. Nova Olinda (Carbonífero Superior) é encontrada.

Em termos geomorfológicos, a área pode ser caracterizada pela presença de três unidades principais, a região dos planaltos (Patamares do Tapajós), com variação entre 100 e 300 metros de altitude que vão formar os divisores com a bacia hidrográfica do Xingu a leste, a Depressão do Abacaxis, que marca o relevo na parte sul da área e a Planície Amazônica localizada principalmente a norte e caracterizada neste trecho por um complexo sistema de ilhas, lagos, barras de acreção e terrenos inundáveis durante o período das cheias.

O clima da região é classificado como tropical quente e úmido do tipo AM pela classificação de Koppen (ALVARES *et al.*, 2013), com precipitação anual acima de 1900 mm. e temperaturas médias anuais variando entre 25 e 28 °C. É marcante nesta porção da Amazônia a forte sazonalidade, com a presença de uma estação seca e uma úmida (inverno amazônico) bem definidas, centradas nos trimestres agosto, setembro e outubro e março, abril e maio, respectivamente.

As principais classes de solos presentes na região são Latossolos Amarelos desenvolvidos no topo dos planaltos, solos do tipo Glei e Neossolos Flúvicos associados às áreas de planície e Argissolos ao longo das zonas de transição entre os principais compartimentos (RODRIGUES *et al.*, 2001). Ocorrem também Neossolos Quartzarênicos nas proximidades da cidade de Santarém, parcialmente concordantes com a presença de manchas de savana. Os principais tipos de vegetação são as florestas tropicais densas, presentes ao longo dos interflúvios e na região dos planaltos e as florestas de igapó características das áreas de várzea (SANTOS *et al.*, 1975)

1.1 – Estratigrafia

A bacia Sedimentar do Amazonas (BSA) é uma unidade geotectônica alongada a WSW-ENE, tendo seu limite oeste com a Bacia do Solimões marcado pelo Alto de Purús e a leste com a bacia do Marajó marcado pelo Alto de Gurupá. Estes *altos* podem ser entendidos como estruturas advindas de movimentos epirogenéticos de resposta à orogênese atuante especialmente na margem oeste de Gondwana (CORDANI *et al.* 1986; CUNHA *et. al*, 2007) e que serviram para segmentar o sistema sedimentar em diferentes bacias na região norte do Brasil. Os limites norte e sul da BSA se dão com as unidades cratônicas Escudo das Guianas e Escudo do Brasil Central respectivamente. A figura 1.2 ilustra a distribuição das unidades cratônicas e sedimentares na região amazônica.

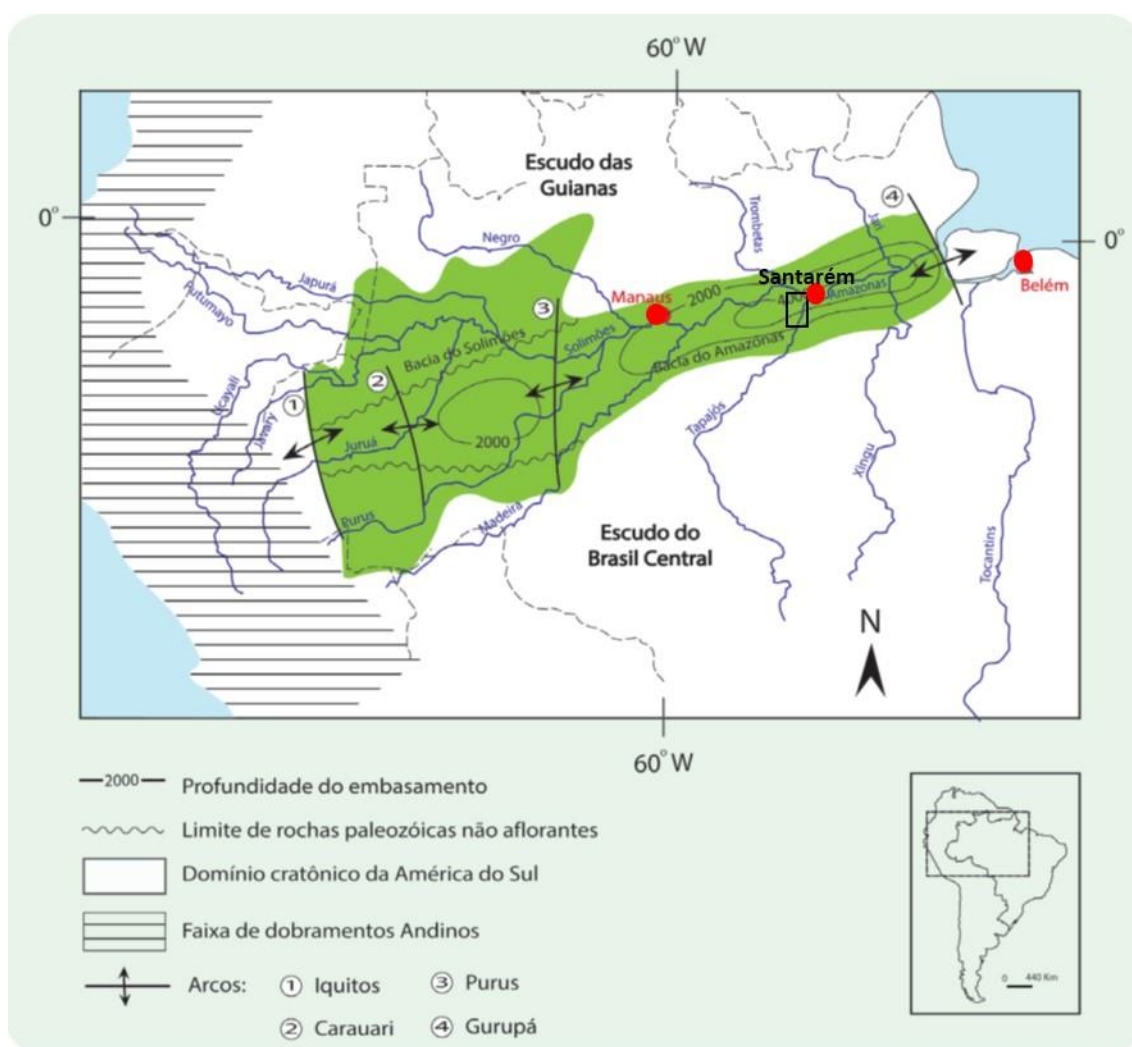


Figura 1.2 - Distribuição das unidades sedimentares (em verde) e dos escudos no norte da América do Sul.

Modificado de Hasui (2012).

O empilhamento litoestratigráfico da BSA pode ser compreendido como composto por duas megassequências de primeira ordem, uma paleozóica e uma mesozoico-cenozoica (CUNHA *et al.*, 2007). A sequência paleozóica é caracterizada por uma grande variedade litológica, que inclui rochas intrusivas mesozóicas. Esta megassequência possui quatro sequências sedimentares de segunda ordem, limitadas por discordâncias erosivas. As sequências de segunda ordem estão associadas aos grupos Trombetas (sequência inferior), Urupadi e Curuá (sequência média), e Tapajós no topo. O Grupo Trombetas (Ordoviciano-Devoniano) é formado por sedimentos clásticos marinhos com registros de um evento glacial ocorrido entre o Ordoviciano e Siluriano. Os Grupos Urupadi e Curuá (Devoniano-Carbonífero) representam um novo ciclo transgressivo-regressivo, onde se destaca a presença de folhelhos associados com o maior evento transgressivo ocorrido durante o Devoniano (Fm. Barreirinhas). O terceiro ciclo deposicional ocorre entre o Neocarbonífero e o Neopermiano, configurando o Grupo Tapajós, que tem em sua base arenitos eólicos (Fm. Mte Alegre) recobertos por carbonatos e evaporitos associados às formações Itaituba e Nova Olinda, respectivamente. O fechamento deste ciclo é marcado por sedimentação continental, formando os *red beds* da Fm. Andirá (Neopermiano) (HASUI, 2012).

A megassequência superior, de idade Mesozóico-Cenozóica e aflorante ao longo de larga parte da bacia é constituída de arenitos, argilitos, siltitos e, subordinadamente conglomerados, depositados em ambientes flúvio-lacustres em clima tropical. Fazem parte desta sequência a Fm. Alter do Chão, paleossolos e coberturas lateritizadas e depósitos aluvionares quaternários. As unidades de maior interesse para este trabalho são àquelas que marcam o fechamento da megassequência paleozoica, incluindo as Formações Nova Olinda e Andirá e as intrusões associadas, e os materiais que constituem a megassequência superior. A figura 1.3 ilustra a coluna estratigráfica da BSA, com destaque para o intervalo considerado neste trabalho.

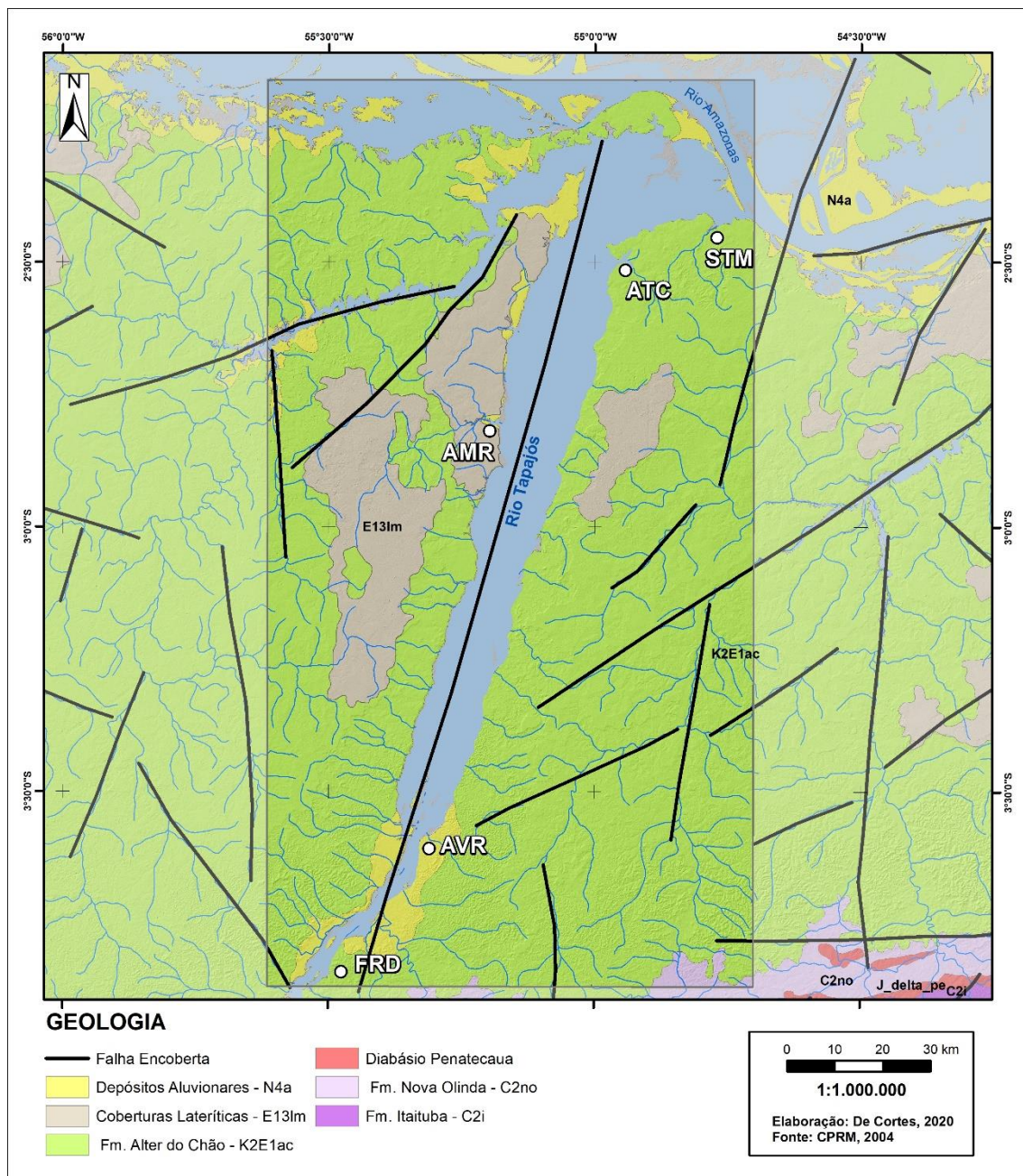


Figura 1.4 – Mapa Geológico da área de estudos de acordo com CPRM (2004).

1.2 – Tectônica

É possível reconhecer dois sistemas direcionais distintos nos conjuntos cratônicos e sedimentares da região amazônica. O mais antigo deles, associado com a distribuição das unidades cratônicas possui orientações principais a NW, NE e ENE subordinada (COSTA e HASUI, 1997), sendo que o limite entre as províncias geocronológicas delimitadas por Tassinari e Macambira (1999) formadas e amalgamadas entre o Arqueano e Mesoproterozóico está disposto principalmente a NW. O sistema cratônico possui uma

cronologia relativamente bem conhecida, que permite que sejam estabelecidas relações entre os conjuntos dispostos a norte e a sul da BSA (HASUI, 2002), nos denominados crátons das Guianas e Brasil Central respectivamente. As estruturas herdadas do processo de amalgamação dos terrenos Pré-Cambrianos são consideradas como zonas de reativação em estágios posteriores (TRAVASSOS e BARBOSA FILHO, 1990; COSTA *et al.*, 2001; CAPUTO e SOARES, 2016). O segundo sistema é constituído pelas unidades sedimentares e ígneas que compreendem as coberturas fanerozóicas das bacias que estão dispostas a E-W, com ligeiros desvios desta direção principal. Os registros de deformação nas rochas fanerozoicas são melhor compreendidos a partir do final do Paleozoico e se estendem até o Quaternário com indicativos confiáveis da presença de atividade neotectônica especialmente nas proximidades de Manaus e Belém, onde os registros são mais numerosos e evidentes. Na parte central da BSA, onde se localiza a área de estudos, além da expressão no relevo de possíveis movimentações recentes, investigada por autores como Costa *et al.* (2001) e Rossetti (2014), as evidências de campo mais sólidas parecem vir do trabalho de Santos *et al.* (2011) que apresentam registros de deformação ao longo de materiais cenozoicos nas proximidades de Itaituba. Estes dados indicam que três estágios tectonicamente ativos estão associados com a estruturação dos terrenos na área de estudos, sendo recorrente a reativação de linhas de fraqueza presentes no embasamento; o estágio de formação e amalgamação dos terrenos cratônicos, entre o Arqueano e Mesoproterozóico, o estágio de formação e preenchimento da BSA, que se estende ao longo do Fanerozóico e possui relação muito próxima, a partir do Cenozóico principalmente, com os esforços de subducção Andina e seus efeitos em termos de reorganizações da drenagem e do clima a nível continental e na geração do suprimento de sedimentos e ajustamento isostático do continente.

Cunha *et al.* (2007), apresentam um modelo de formação para a BSA que se inicia com esforços compressivos na direção E-W durante o final do Ciclo Brasileiro. Este primeiro momento estaria associado à formação do rift precursor da BSA. A reativação de zonas de fraqueza mais antigas teria ocorrido em um segundo momento, sob efeito de esforços distensivos se propagando a E-W. O resfriamento de massas magmáticas gerando subsidência térmica teria sido outro elemento importante na formação e evolução da sinéclise que viria abrigar os sedimentos da BSA. Esta interpretação é reforçada pela presença de massas magmáticas expressivas identificadas ao longo do eixo deposicional a partir de anomalias gravimétricas por Wanderley Filho *et al.* (2006). Tais anomalias

apresentam orientação a NE ao longo do eixo da BSA e bacias circunvizinhas e são seccionadas por falhas alinhadas a NW (HASUI, 2002).

A quadro tectônico e estrutural da região foi sumarizado por diferentes autores, dentre os quais destacamos os trabalhos de Neves (1990) e Costa et al. (2001). Neves (1990) indica que as estruturas presentes na bacia, são herdadas do embasamento, o que seria comprovado pela concordância em mapa com os sinais magnéticos e gravimétricos. Na área de estudos, duas feições importantes são apresentadas por este autor, caracterizadas como “*trends*” estruturais Eo-cretáceos compostos por anticlinais assimétricos. Estes *trends* estão alinhados com lineamentos regionais os quais os denominam; a norte *trend* do Abacaxis e a sul *trend* do Curuá do Sul (Figura 1.5 A, I e II). Segundo este autor uma diferença entre estas feições seria a presença de estruturas “*en echelon*” mais modernas (Neógeno) ao longo do *trend* do Abacaxis. Outra proposta a respeito dos estilos tectônicos ao longo das bacias sedimentares que compõem o sistema amazônico especialmente as do Solimões, Amazonas e Marajó, foi formulada a partir das contribuições de Costa et al. (1991; 1995; 2001) considerando mudanças que teriam ocorrido desde o Mesozóico. Segundo estes autores, que também contribuíram para seccionar a região em diferentes domínios tectônicos, o domínio no qual está situado a área de estudos, centrado em Santarém, é caracterizado durante o Mesozóico pela presença de um sistema de falhas normais, ainda inferido, devido à escassez de sinais sísmicos conclusivos. Esta porção central da BSA, teria se comportado neste período como fonte de material sedimentar para sistemas bem caracterizados à leste (Marajó) e oeste (Solimões). Antes do início do Neógeno, teria ocorrido um sistema transpressivo gerando falhas reversas e estruturas arqueadas, na forma de domos orientados NE-SW e ENE-WSW (figura 1.5 B - D). Este sistema tem forte expressão na parte sul da área de estudos e aparece bem marcado nos dados advindos de métodos potenciais (TRAVASSOS e BARBOSA FILHO, 1990). O Quaternário seria marcado por um conjunto de estruturas composto por dois grandes *grábens* concordantes com as drenagens do Tapajós (figura 1.5 B - R1) e Trombetas (figura 1.5 B - R2) e conectados por um sistema transcorrente ao longo da drenagem do Amazonas (figura 1.5 B - T), em uma junção do tipo Rift-Rift-Transcorrente (COSTA et al., 1991; 2001). A figura 1.5 ilustra este quadro nas imediações de Santarém.

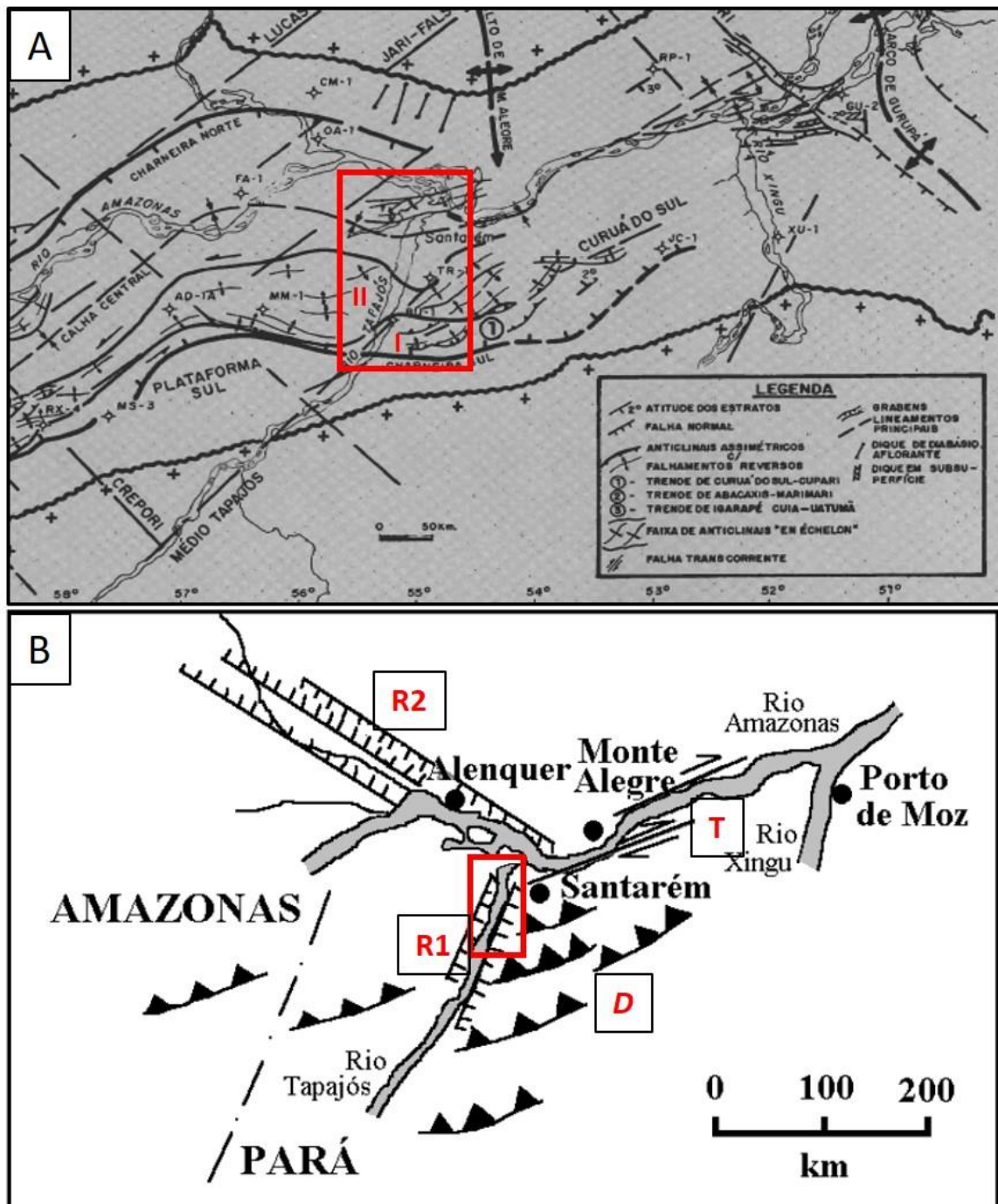


Figura 1.5 – Quadro tectônico e estrutural da região de Santarém de acordo com duas propostas. A – Neves (1990) identifica dois “trends estruturais a sul da ria do Tapajós; 1 – Trend do Curuá; 2 – Trend do Abacaxis. B – Costa et al. (2001) propõe um arranjo tipo RRT; R1- Rift do Tapajós. R2 – Rift do Trombetas. T – Transcorrência do Amazonas. D – Domos a sul de Santarém. O retângulo vermelho apresenta a área de estudos em ambos os quadros.

Modificado de Neves (1990) e Costa *et al.* (2001).

Santos *et al.* (2011) identificam três fases de deformação com cinemáticas bem definidas a partir de análise de rochas paleozoicas a cenozoicas na região de Itaituba-PA,

localizada imediatamente a sul da área de estudos deste trabalho. Segundo estes autores, os resultados encontrados corroboram o modelo geral de evolução da BSA. A primeira fase identificada, estaria correlacionada com um evento orogenético (Gondwana-Laurásia) situado ao final do Carbonífero que gerou nesta região falhas com direção WNW-ESE, com tensão máxima a NW. A segunda fase gerou falhas normais orientadas a NE em um contexto distensivo associado com o magmatismo Penatecaua, mas que perdurou até o final do Cretáceo, afetando portanto também as rochas intrusivas básicas. Por fim, um sistema conjugado de tensões possivelmente associado com a atividade andina é identificado deformando as unidades cenozoicas em estruturas NW e NE, como resposta a um eixo de tensão máximo direcionado a E-W. A figura 1.6 sumariza os dados apresentados por estes autores.

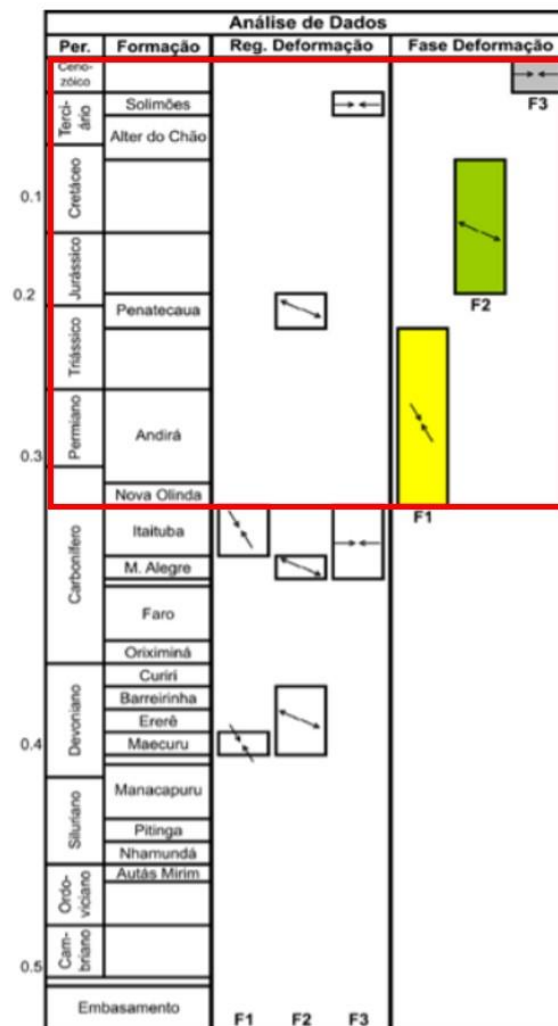


Figura 1.6 –Fases de deformação identificadas na região de Itaituba.

Modificado de Santos *et al.* (2011).

Bongiolo *et al.* (2012) com base em tratamento de dados geofísicos afirmam que para a região de Itaituba, as estruturas mais marcantes estão orientadas a NW e WNW com NE subordinado, e que as mesmas representam estruturas do embasamento que penetram a bacia. A figura 1.7 ilustra as principais direções atribuídas por diferentes autores e com base em abordagens distintas para o quadro geral da Amazônia (figura 1.7 A) e na região de Santarém (figura 1.7 B, C e D). A análise desta figura indica a importância das direções NW e NE desde o Pré Cambriano, com indícios de reativação recentes. Variações entre ENE e WNW também são recorrentes entre as diferentes propostas, sendo que apenas a direção NNE aparece de maneira isolada, como expressão de tectônica cenozoica na proposta de Costa *et al.* (2001).

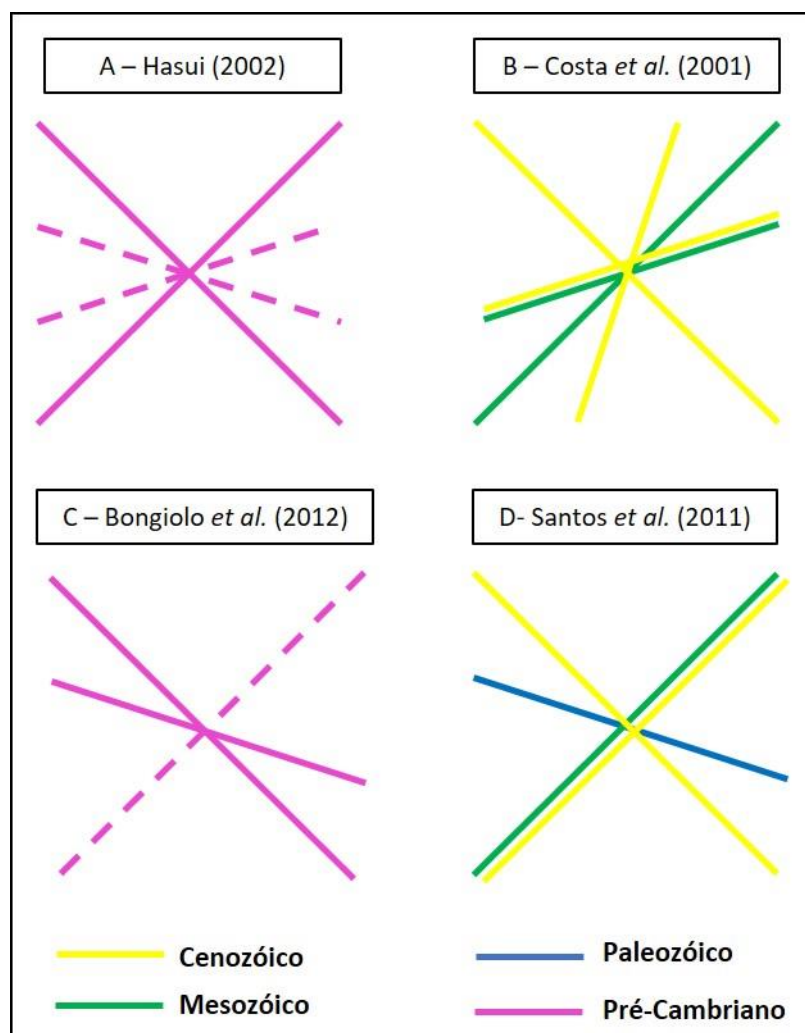


Figura 1.7 - Principais direções de estruturas na região Amazônica (A) e na região de Santarém (B, C e D), de acordo com diferentes autores. As linhas tracejadas indicam direções secundárias

1.3 – Magmatismo

As estruturas herdadas dos diferentes estágios tectônicos que ocorreram na plataforma sulamericana facilitaram também a ocorrência de episódios magmáticos em diferentes momentos (ALMEIDA, 1986). Na BSA, apesar de uma distribuição ampla de material magmático, a ocorrência parece estar associada a um evento mais restrito, diferentemente de outras bacias paleozoicas no continente.

O material magmático intrudido entre as camadas paleozoicas da BSA possui composição básica com pouca variação química e textural entre as diferentes soleiras. Caputo e Soares (2016) afirmam que este material atinge espessuras superiores a 1000 metros em determinados pontos. Resultados de datação Ar/Ar indicam ainda que os eventos ígneos teriam ocorrido em vários pulsos de curta duração. (ZALÁN, 2004). Wanderley Filho *et al.* (2006) demonstram a importância destes eventos para o processo de geração de hidrocarbonetos em bacias paleozóicas do norte do Brasil.

O conhecimento das características físico-químicas e da distribuição destes materiais é fundamental para que seja feita uma boa interpretação de sinais captados com métodos potenciais, como a sísmica, gravimetria e magnetometria. Neste contexto Aires (1983) observa a concordância entre as maiores espessuras de diabásio com lineamentos magnéticos. Wanderley Filho *et al.* (2006) afirmam que a espessura máxima de soleiras perfuradas nas bacias do Amazonas e Solimões se aproximam dos 1000 metros, e que a estimativa é que hajam cerca de 240.000 km³ de diabásio intrudido entre as camadas paleozoicas das bacias do Amazonas, Solimões e Parnaíba reunidas. A distribuição dos diques na área de estudos segue as direções preferenciais NE-SW (ALMEIDA, 1986; BONGIOLO *et al.*, 2012). Tassinari e Macambira (2004) afirmam que esta direção é a mesma que a das principais zonas de cisalhamento as quais estão associadas o magmatismo máfico-alcálico nos terrenos cristalinos, o que indica o processo de reativação constante destas zonas. Estas direções, são apontadas ainda em Hasui (2012) e contrastam com um eixo E-W associado com a orientação das soleiras (BONGIOLO *et al.*, 2012). Em outras áreas estas direções também podem variar. Caputo e Soares (2016), por exemplo, indicam ser NW a direção das principais estruturas associadas com o magmatismo Penatecaua, na bacia do Marajó. A Figura 1.8 A ilustra a distribuição destes materiais ao longo das bacias sedimentares da Amazônia.

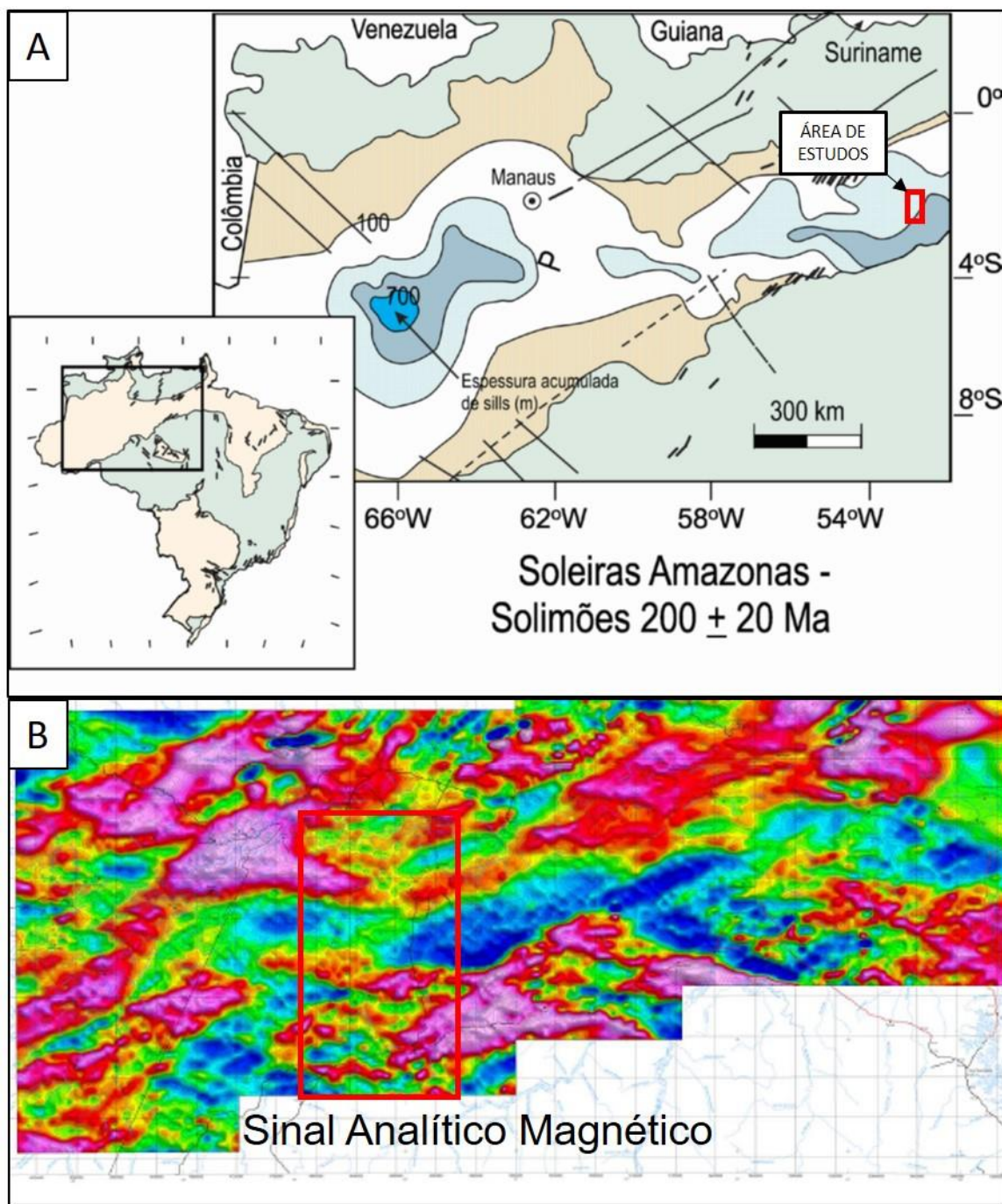


Figura 1.8 – Distribuição e espessura de sills do diabásio Penatecaua na BSA. As cores indicam a espessura acumulada de sills em metros. A área de estudos está representada pelo retângulo vermelho.

Modificado de ANP (2008) e Hasui (2012).

A interpretação da figura 1.8 A para a área de estudos, indica a presença de uma transição entre um domínio com maior espessura de material ígneo referente ao evento Penatecaua a sul, com o limite orientado a NE. O mapa do sinal analítico magnético, apresentado na Figura 1.8 B e modificado de ANP (2008), deixa bem evidente a importância da direção NE na distribuição dos feixes magnéticos em escala regional.

1.4 – Geomorfologia Regional

A área de estudos está localizada no trecho baixo da bacia hidrográfica do Tapajós. Esta bacia, que drena terrenos dos estados do Mato Grosso, Pará e uma pequena porção do Amazonas, possui elementos característicos de controle estrutural já descritos por outros autores (SANTOS *et al.*, 1975; ALMEIDA, 1986; NEVES, 1990) mas ainda pouco explorados. Dentre estes elementos pode se citar a presença dos lineamentos Tapajós (ALMEIDA, 1986), São João-Teles Pires, Arinos-Aripuanã e Jamanxim-Curuá (SANTOS *et al.*, 1975), além dos *grábens* de Caiabis e Caximbo, que controlam o baixo trecho do rio Teles Pires.

Ribeiro *et al.* (2018) suportam que o divisor sul da bacia do Tapajós estaria associado com uma feição positiva em escala continental (alinhamento azimute 125; sentido NW-SE) gerada por magmatismo alcalino durante o Cretáceo Superior. Estes autores advogam sobre a possibilidade de que os eventos magmáticos que marcam o soerguimento ao longo desta feição sejam marcos confiáveis na definição da idade das principais bacias hidrográficas do continente. Apesar da reorganização da drenagem que deve ter acompanhado estes episódios, dados geocronológicos e de proveniência sugerem que desde no Cretáceo Médio, os terrenos onde se encontram as nascentes do Tapajós, estariam sendo drenados, ainda no contexto de um paleo-amazonas fluindo para oeste. A Figura 1.9 ilustra o quadro geral da drenagem na bacia hidrográfica do Tapajós, indicando algumas feições estruturais lineares indicadas por Barros *et al.* (1983) e Almeida (1986), bem como outros lineamentos de drenagem traçados neste estudo.

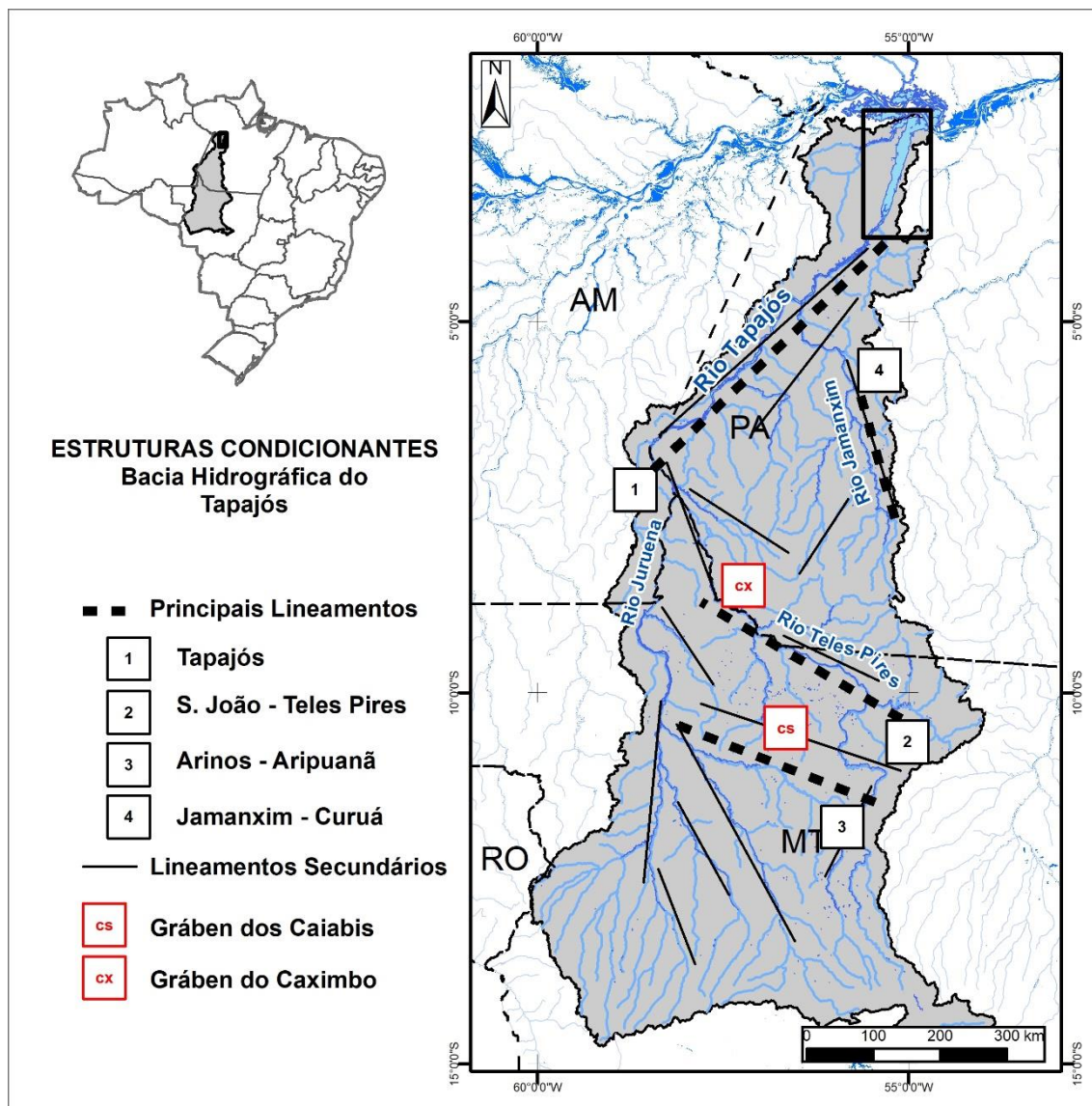


Figura 1.9 – Elementos estruturais associados com a drenagem na bacia hidrográfica do Tapajós. Lineamentos extraídos deste estudo e das propostas de Barros *et al.* (1983) e Almeida (1986).

É marcante ainda a forte assimetria que se nota na forma geral da bacia, e pode ser representada na área de estudos pela disposição do baixo trecho do Tapajós, especialmente a partir da configuração da ria, próximo ao limite leste da bacia, em forte desconformidade com as drenagens na margem oeste. Os terrenos que compõem a área de estudos e não pertencem à bacia do Tapajós, situados em sua margem leste, compõem as cabeceiras do rio Curuá-Una, afluente direto do Amazonas. A Figura 1.10 mostra a assimetria marcante no baixo Tapajós, observada tanto no canal, especialmente o trecho em ria alinhado com a margem leste da bacia e nos vales do canal, esquematicamente representados pelos gradientes de altitude até os 50 metros. É possível notar que estes

terrenos estão distribuídos de maneira desigual entre as margens, sendo a margem direita normalmente mais ampla e a esquerda mais estreita. Tanto o alinhamento do canal com a borda leste da bacia, quanto a distinção entre os vales da margem esquerda e direita, indicam um basculamento geral da bacia para leste.

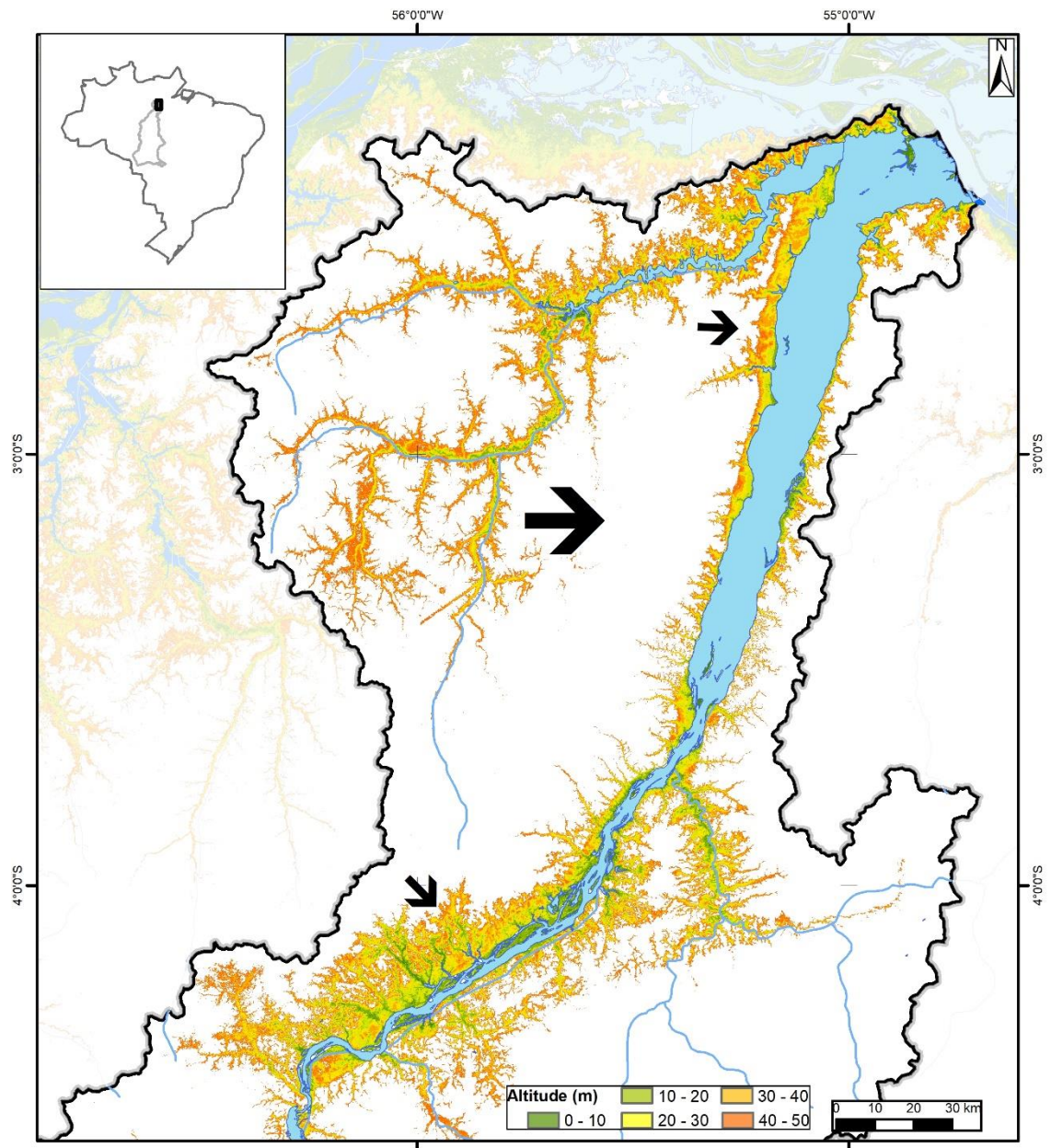


Figura 1.10 – Basculamento para leste da bacia hidrográfica do Tapajós em seu baixo trecho indicado pelo alinhamento do canal com a borda leste da bacia e pela assimetria dos vales nas margens esquerda (mais amplos) e direita do canal.

A geomorfologia da área de estudos foi caracterizada conforme as unidades propostas por IBGE (2009) e que embasou a interpretação dos dados disponibilizados no Banco de Dados e Informações Ambientais desse instituto (IBGE, 2019). Os dados disponibilizados nessa base, foram produzidos em escala 1:250.000 para a região Amazônica e constituem atualmente o esforço de sistematização mais avançado sobre o tema (BOTELHO e PELECH, 2019). Em termos de taxonomia, o relevo é representado em duas escalas distintas, a de unidades geomorfológicas (Figura 1.11) e a de formas do relevo (Figura 1.14). O conceito de unidade geomorfológica corresponde a arranjos com semelhanças físicas e altimétricas, que podem ser explicadas por fatores paleoclimáticos e por condicionantes litológicos e estruturais (IBGE, 2009).

A área de estudos é composta pelas unidades geomorfológicas Planície Amazônica, Patamares do Tapajós e Depressão do Abacaxis-Tapajós (Figura 1.11). Destas, a mais amplamente distribuída na área de estudos é denominada Patamares do Tapajós. Segundo IBGE (2009) patamares são relevos que variam de planos a ondulados e que constituem superfícies intermediárias ou degraus entre áreas topograficamente mais altas e mais baixas. No caso da área de estudos, estas transições se dão com a Planície Amazônica e com terrenos mais altos representados pelos planaltos do Tapajós-Xingu à leste e Meridional da Bacia Sedimentar Amazônica a sul. A figura 1.11 ilustra a distribuição das unidades geomorfológicas na área de estudos e no seu entorno.

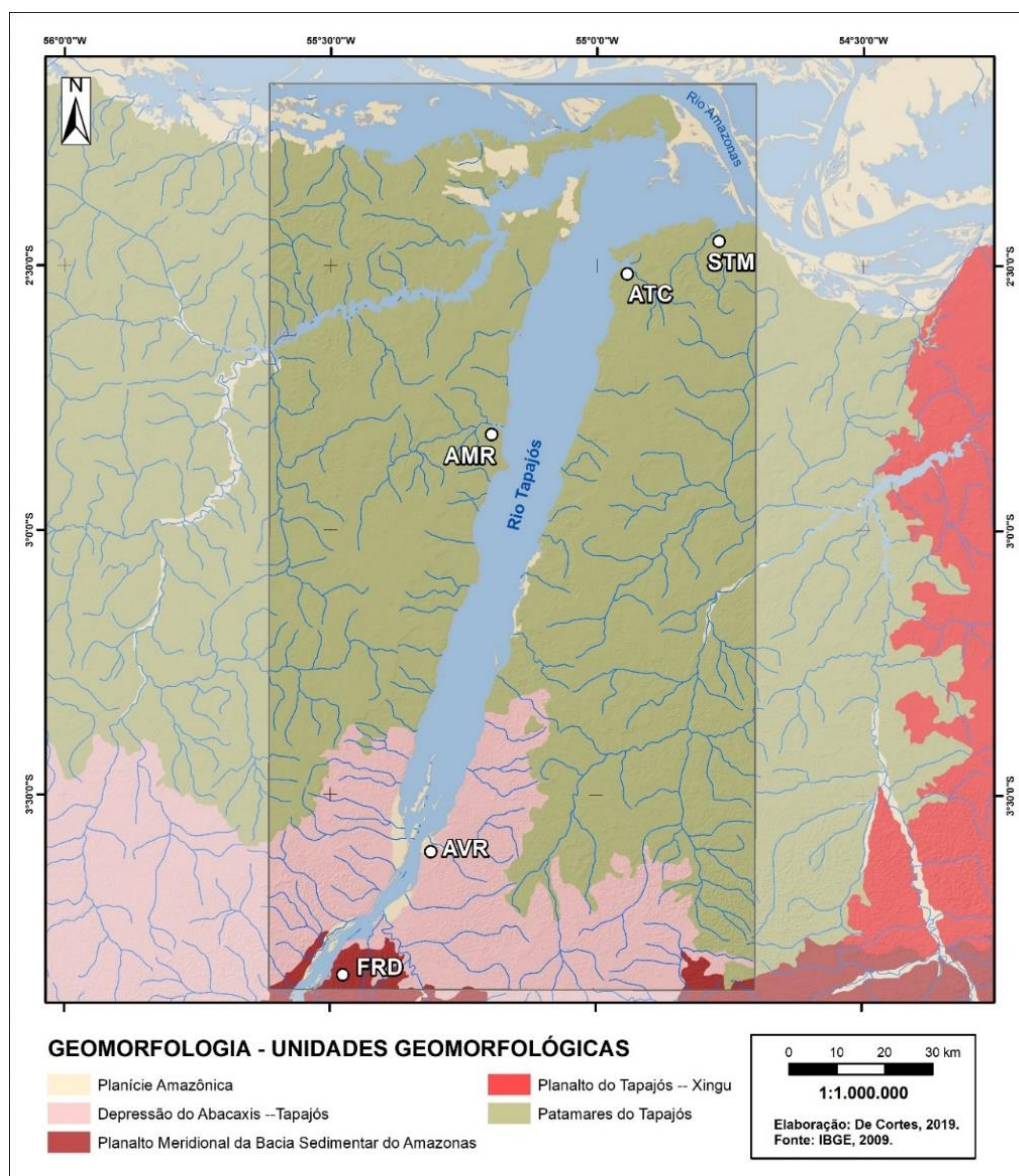


Figura 1.11– Unidades Geomorfológicas na área de estudos e entorno.

Base cartográfica: IBGE (2009)

A unidade Patamares do Tapajós, inclui modelados diversos e em diferentes cotas altimétricas, individualizados como terraços (AMARAL, 1954) ou pedimentos (AB´SABER, 1967). A este respeito, vale registrar a caracterização do Terraço de Santarém e do Planalto de Belterra feita por De Meis (1968) para diferenciar os terrenos intermediários, situados por volta dos 50 metros de altitude onde se localiza o sítio urbano de Santarém, e o planalto localizado a sul que se estende até aos divisores com a bacia do Xingu, em patamares que variam entre os 150 e 250 metros de altitude (Figura 1.13 A). Santos *et al.* (1975) identificam este nível de terraços inferiores como Planalto Rebaixado da Amazônia. Estes mesmos autores apontam que os patamares situados a leste e a oeste

do canal do Tapajós possuem leve inclinação no sentido oposto ao da drenagem principal, de modo que a transição interna com as porções mais dissecadas do terreno se dá de forma gradual e suave, contrastante com os barrancos que marcam esta transição no vale do baixo Tapajós, conforme ilustrado na figura 1.12. Esta disposição dos terrenos colabora para que haja uma forte assimetria entre as drenagens que afluem diretamente para o Tapajós, mais curtas e de ordens inferiores, com as bacias interiores, como a do Curuá-Una, que flui para o Amazonas e do Arapiuns, afluente do Tapajós.

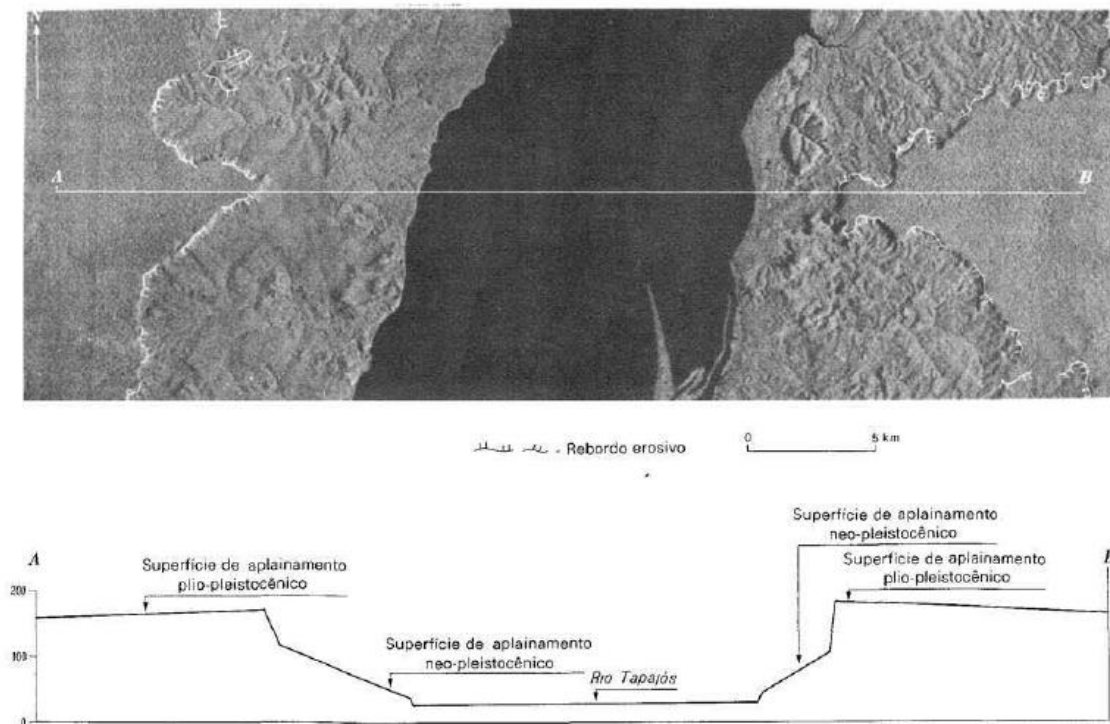


Figura 1.12– Relações entre as unidades Patamares do Tapajós e planície Amazônica. Os patamares possuem leve mergulho na direção oposta à do canal do Tapajós, gerando forte assimetria de drenagem entre os afluentes diretos e os que fluem consequentes às camadas.

Modificado de Santos *et al.* (1975)

A unidade geomorfológica Planície Amazônica, possui distribuição bastante ampla no baixo trecho do rio Amazonas, mas se apresenta mais restrita ao longo do canal do Tapajós, caracterizado na região de sua foz por um vale bastante encaixado, com margens em barrancos que podem atingir dezenas de metros de altura. Vale ressaltar a presença de vales com terraços mais amplos no limite sul da ria e no médio Curuá-Una, e de planícies flúvio-lacustres a partir do trecho de confluência com o Amazonas (Figura 1.14).

A unidade Depressão do Abacaxis-Tapajós ocorre na porção sul da área de estudos e pode ser caracterizada pela presença de terrenos ondulados, com densidade de drenagem superior à dos terrenos adjacentes. Os interflúvios nesta unidade estão situados por volta dos 150 metros de altitude, alcançando cotas mais altas à oeste mas dificilmente extrapolando os 200 metros (Figura 1.13).

A Figura 1.13 ilustra a distribuição das altitudes e da declividade na área de estudos. É possível constatar que em termos gerais, os terrenos, incluindo os planaltos e terraços são mais elevados na margem leste que na margem oeste do canal do Tapajós. Da mesma maneira, os terrenos mais baixos, situados até a cota 50, são mais extensos na margem oeste, especialmente nas proximidades da zona de confluência.

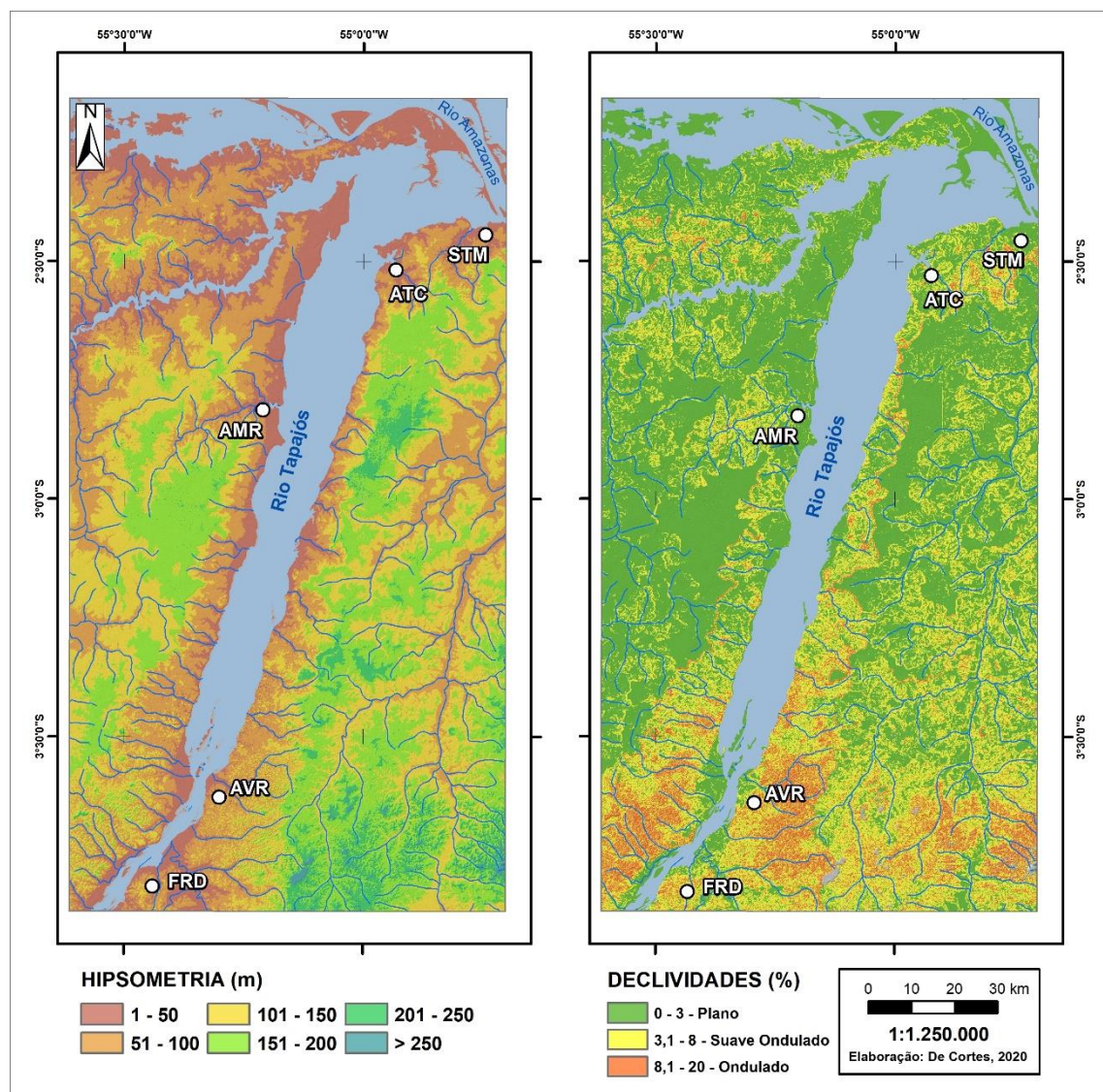


Figura 1.13– Hipsometria e declividades dos terrenos na área de estudos.

Em termos de formas do relevo, nota-se uma diversidade de modelados ao longo da área de estudos. Os dissecados de topo tabular são predominantes, ocorrendo nos Patamares do Tapajós, e de maneira mais restrita em alguns divisores na depressão Abacaxis-Tapajós. Modelados de dissecação com topos convexos estão concentrados a sul da área de estudos, na unidade da depressão do Abacaxis-Tapajós, enquanto que modelados de dissecação de topo aguçado estão distribuídos no limite entre os patamares com diferentes altitudes, representando relevos residuais, como os encontrados na imediações de Santarém. Com relação aos modelados de aplainamento, são reconhecidos dois tipos, em função de sua posição topográfica relativa, sendo que os superiores são denominados pediplanos degradados inumados (Pgi) e os inferiores pediplanos retocados inumados (Pri). Estes últimos, de ocorrência mais restrita, estão distribuídos principalmente na margem oeste do Tapajós. Por fim, os modelados de acumulação são divididos em três tipos distintos, as planícies fluviais, flúvio-lacustres e com terraços. Estes modelados são bastante restritos ao longo canal do Tapajós, com exceção do limite sul da ria, onde ocorrem os três tipos, e no limite norte na área de confluência com o Amazonas. A planície do Amazonas, por sua vez, possui uma morfologia muito mais ampla, que suporta uma grande diversidade de modelados de acumulação com dinâmicas distintas. São descritos ainda planícies em terraços para o médio trecho do rio Curuá-Una na área de estudos. A Figura 1.14 ilustra a distribuição dos tipos de formas do modelado na área de estudos e adjacências.

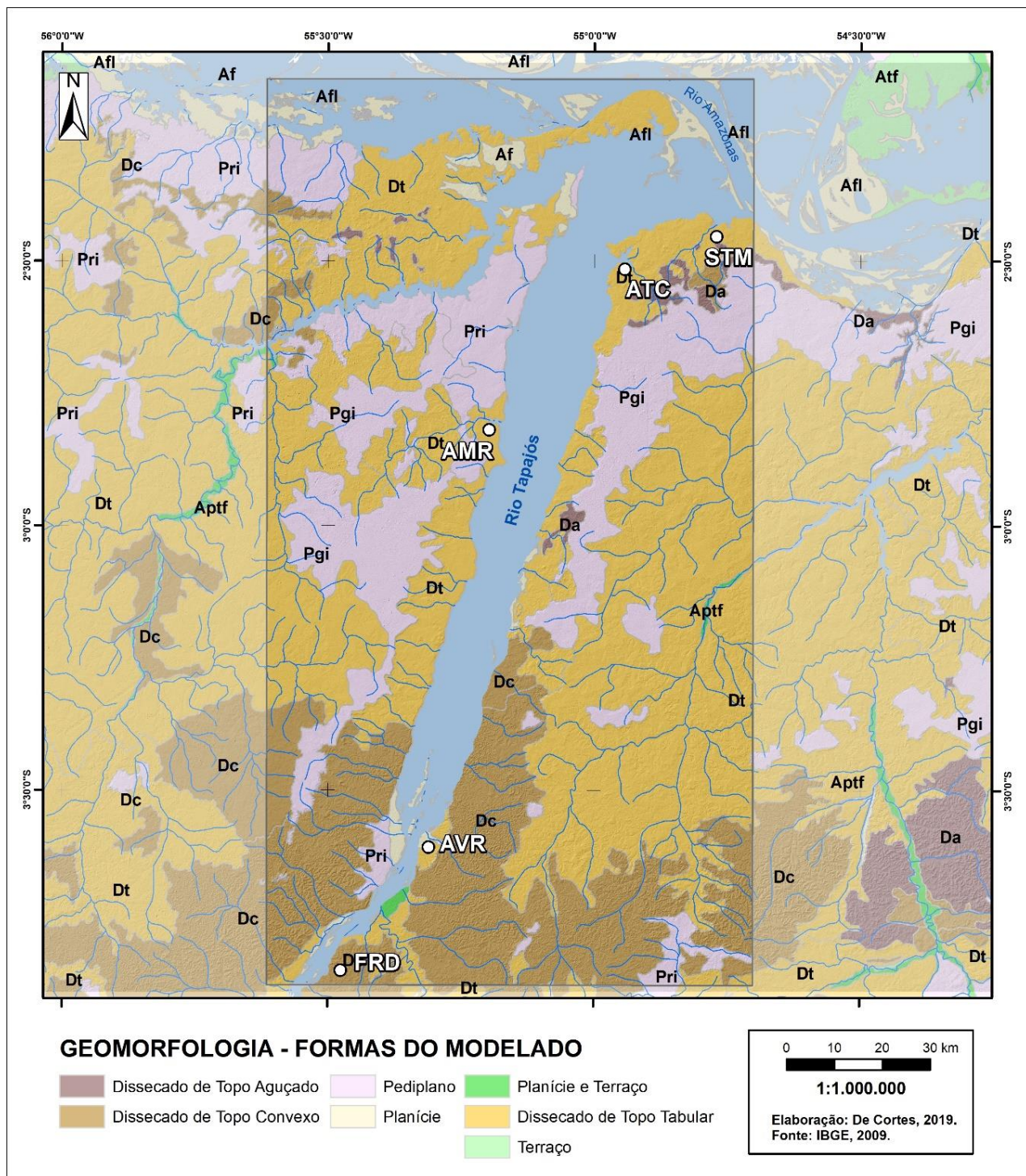


Figura 1.14– Formas do modelado na área de estudos e entorno.

Base cartográfica: IBGE (2009)

As principais características de cada tipo de forma do modelado do relevo em função das unidades geomorfológicas são descritas na Tabela 1.1, que também sumariza a distribuição destas feições na área de estudos.

<i>UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS</i>	<i>SIGLA</i>	<i>NATUREZA</i>	<i>FORMA</i>	<i>DENSIDADE DE DRENAGEM*</i>	<i>APROFUNDAMENTO DAS INCISÕES</i>	<i>OCORRÊNCIA</i>
<i>Patamares do Tapajós</i>	Da	dissecação	aguçado	média	médio	Meia vertente entre o Planalto de Belterra e Terraço de Santarém
	Dc	dissecação	convexo	baixa a média	muito fraco a fraco	Alto e médio Arapiuns; Unidades Isoladas; Meia vertente entre o Planalto de Belterra e Terraço de Santarém
	Dt	dissecação	tabular	muito baixa a baixa	muito fraco	Ampla nos divisores regionais; inclui os níveis de terraços inferiores no Tapajós e Santarém
	Pdi	aplanamento	Pediplano Degradado Inumado			Superfícies planas topograficamente superiores
	Pri	aplanamento	Pediplano Retocado Inumado			Superfícies planas topograficamente inferiores
<i>Depressão do Abacaxis -Tapajós</i>	Dc	dissecação	convexo	Alta a Muito alta	médio	Terrenos às margens da alta ria
	Dt	dissecação	tabular	muito baixa	muito fraco	Manchas restritas na alta ria
	Pri	aplanamento	pediplano			Manchas restritas na alta ria
<i>Planície Amazônica</i>	Af	acumulação	planície fluvial			Setores dos vales do Amazonas e Tapajós
	Afl	acumulação	planície fluvio-lacustre			Predominante na planície do Amazonas e ilha Socó
	Aptf	acumulação	planície e terraço			Alto trecho da ria e médio Curuá-Una

Tabela 1.1 - Principais características e ocorrência dos modelados do relevo em função das unidades geomorfológicas.

2 ESTRUTURA E ORGANIZAÇÃO DA TESE

A tese está estruturada em quatro seções principais. Na seção introdutória, apresentamos a problemática geral e aspectos da geomorfologia e da estrutura na região, com o intuito de fornecer elementos para interpretação e discussão dos resultados apresentados na sequência.

A seção de resultados é composta por dois capítulos que buscam trazer contribuições para a compreensão do quadro geomorfológico na área de estudos. No capítulo primeiro dos resultados, é abordada a relação entre o arcabouço geológico e estrutural e as feições de relevo. Trata-se de um texto exploratório, no qual investigações baseadas em uma metodologia inovadora e integrada, revelam aspectos destas relações em diferentes escalas espaciais e temporais. A metodologia desenvolvida se mostra muito promissora por permitir a investigação de áreas amplas a partir de dados relativamente simples de acessar e sem custos adicionais. No segundo capítulo dos resultados, nós propomos um modelo de classificação do canal do Baixo Tapajós com base em uma análise de agrupamento de variáveis extraídas de perfil transversal. Por ter uma base geomorfológica, advogamos que o sistema de classificação proposto seja amplamente utilizado para fins de análises em menor escala e para propósitos de gestão, já que os trechos identificados refletem segmentos nos quais a variação nos parâmetros geomórficos é mínima, e que por isso, podem ser tratados como unidades de análise. A metodologia utilizada neste trabalho também tem um caráter inovador, e pode, igualmente, ser aplicada em áreas amplas do sistema fluvial amazônico e de outros grandes sistemas fluviais, a um custo baixo e com resultados práticos muito promissores, em uma área muito pouco desenvolvida que é a geomorfologia de canal em mega sistemas fluviais.

Na terceira seção são feitas considerações a respeito das experiências metodológicas e dos resultados obtidos de maneira integrada, apontando os avanços alcançados e possíveis desdobramentos que podem derivar a partir de nossa contribuição ao conhecimento do relevo da Amazônia. Por fim, apresentamos em anexo ao texto principal, um capítulo extra desenvolvido paralelamente às investigações na área da ria do Tapajós, com base nas pressões sofridas em outra área nas proximidades de Santarém, a área do Lago do Maicá. Estas pressões estavam, e neste momento ainda estão, sendo feitas por diferentes grupos, pela instalação de obras de infraestrutura de portos para

exportação de grãos. A análise dos EIAs realizados na área do Lago do Maicá, mostrou que todo conhecimento geomorfológico utilizado para realização destes estudos advinha de fontes em larga escala e trouxe a importância de se produzir um estudo geomorfológico de maior detalhe, que pudesse ser utilizado para um dimensionamento adequado dos impactos ao meio físico que tais obras poderiam causar neste território. Trata-se, portanto de um estudo de geomorfologia aplicada, que esperamos que possa integrar análises mais realistas da intervenção em uma área muito sensível da planície amazônica, conforme demonstrado no texto.

As metodologias utilizadas em cada um dos estudos são apresentadas nos respectivos capítulos, o que justifica a ausência de uma seção específica para a parte de métodos. Esta ausência é justificada também devido a ampla gama de abordagens utilizadas para construção das reflexões que compõem este volume. Esperamos que os resultados aqui apresentados sejam utilizados como mais um ponto de começo, na ambiciosa tarefa de compreender o relevo amazônico em toda sua grandeza e especificidades, e de construir bases científicas sólidas para que decisões mais acertadas sejam tomadas em relação ao modo pelo qual compreendemos e utilizamos o imenso potencial físico, humano e ecológico da região Amazônica.

3 CONTROLE ESTRUTURAL DO RELEVO NA REGIÃO DO BAIXO TAPAJÓS. EVIDÊNCIAS MORFOESTRUTURAIS, SÍSMICAS E AEROGEOFÍSICAS.

De Cortes, J. P. S., Motta, J. G., Rosa, M.C, Luvizotto, G.L.

INTRODUÇÃO

A influência de estruturas crustais no relevo da Amazônia remonta às observações de Sternberg (1950), sobre o paralelismo e retilinearidade das drenagens na região. Trabalhos em escala regional (HASUI, 1990; SAADI, 1995, COSTA *et al.*; 2001, ROSSETTI, 2014) ou em menor escala (SILVA *et al.*, 2007; NOGUEIRA & SARGES, 2001; BALÁN *et al.*, 2005) trouxeram elementos importantes para compreensão deste quadro, incluindo a identificação de grandes capturas de drenagem (CREMON *et al.*, 2016) e truncamento de materiais cenozoicos, ambos indicativos de atividade neotectônica.

O contexto geotectônico relativamente estável associado com um padrão de distribuição de unidades litológicas em grande parte homogêneo, especialmente na porção central das bacias sedimentares da região amazônica, são fatores que tornam desafiadora a interpretação da influência de estruturas profundas no relevo. A isto, soma-se uma grande dificuldade de acesso à áreas remotas, os efeitos do clima equatorial super úmido no desgaste químico dos materiais de superfície, atenuando possíveis feições indicativas, e a presença de florestas que mascaram variações do relevo. Diante de tais condições, o uso combinado de técnicas de interpretação do relevo superficial com informações relativas à estruturação dos materiais em profundidade pode ser uma estratégia que permite reconhecer padrões concordantes entre estes elementos. Tais padrões, que podem ser investigados através da análise morfoestrutural, são indicativos de feições estruturais marcantes no processo de dissecação e/ou reativações mais recentes ao longo de zonas de fragilidade do embasamento.

A análise morfoestrutural busca decifrar a complexa interação ao longo do tempo geológico entre processos endogenéticos e o relevo da superfície, através da identificação e interpretação de elementos circulares e retilíneos do relevo (BURBANK e ANDERSON, 2001). Esta abordagem tem sido aplicada em diversos tipos de ambiente,

sendo útil por exemplo como ferramenta auxiliar na prospecção mineral e de hidrocarbonetos (MIRANDA & BOA HORA, 1986; RAYMOND *et al.*, 1994 IBANEZ *et al.*, 2016). Na Amazônia brasileira estas análises têm contribuído para a elucidação de um quadro estrutural mais complexo que o anteriormente atribuído à região, especialmente ao longo dos terrenos sedimentares (SILVA *et al.*, 2007; IBANEZ *et al.*, 2014).

As rias de água doce da Amazônia são porções alargadas dos canais localizadas na região de foz dos principais tributários do rio Amazonas. A origem destes vales é tradicionalmente associada a elevação do nível do mar durante o Holoceno (TRICART, 1977; GOUDIE; 2017). A ria do Tapajós pode ser caracterizada pelo trecho baixo e mais largo do rio, que se estende desde a sua confluência com o Amazonas até as proximidades da cidade de Aveiro, por uma distância de cerca de 160 km. Neste trecho, a distância mínima entre as margens é de 10 km e a máxima atinge cerca de 20 km quilômetros. As características hidrodinâmicas no interior da ria são distintas do canal à montante, com diminuição da velocidade de fluxo e capacidade de transporte (BERTASSOLI JR. *et al.*, 2017; FRICKE *et al.*, 2017, FRICKE *et al.*, 2019). Recentemente, Freitas *et al.* (2017), foram capazes de demonstrar à montante da ria do Tapajós o efeito de maré mais distante do oceano já registrado no mundo. Estes trabalhos recentes têm demonstrado que ainda há muito a ser decifrado a respeito do complexo relevo amazônico, que inclui, entre outros elementos, o sistema hidrográfico mais extenso e volumoso do planeta (LATRUBESSE, 2015).

Apesar da forma predominantemente retilínea de algumas destas rias, como as dos rios Tocantins, Xingu, Tapajós e Negro terem permitido que autores propusessem a presença de controle estrutural influenciando na gênese destes trechos (FRANZINELLI, 2011; ROSSETTI, 2014) poucas evidências adicionais foram levantadas até o momento com base em dados do embasamento. Este trabalho apresenta fortes evidências de controle estrutural do relevo na região do baixo Tapajós, ajudando a revelar a geometria do arcabouço e as relações entre estruturas profundas e as feições de superfície. É utilizada uma metodologia com base na integração de dados espaciais, geofísicos e geológicos adquiridos sem custo, com resultados muito promissores para utilização em outros contextos. São descritos métodos automáticos de extração de lineamentos que podem viabilizar a análise de grandes áreas, além de favorecer a replicabilidade dos resultados.

A área de estudos está situada na porção central da bacia sedimentar amazônica. Esta bacia é margeada a norte e sul pelos escudos da Guiana (EG) e do Brasil Central (EBG) respectivamente. À leste, o Arco de Gurupá (AG) limita os estratos da BSA com os da Bacia Sedimentar de Marajó (BSM) (Figura 3.1 A). As unidades geológicas encontradas na área de estudos, de acordo com CPRM (2004) são bastante homogêneas, constituindo basicamente de camadas siliciclásticas da Fm. Alter do Chão (Cretáceo Superior), capeadas localmente por horizontes lateríticos e com eventuais depósitos fluviais quaternários nas margens das drenagens mais expressivas (Figura 3.1 B). As unidades paleozoicas da BSA afloram nos flancos da bacia, de modo que o limite sul da área de estudos apresenta uma pequena área de afloramento da Fm. Nova Olinda, composta por calcários e evaporitos depositados em ciclo regressivo ao final do Permiano (CUNHA *et al.*, 1994). O clima da região é classificado como tropical quente e úmido do tipo AM pela classificação de Koppen (ALVARES *et al.*, 2013), com precipitação anual acima de 1900 mm e temperaturas médias anuais variando entre 25 e 28 °C.

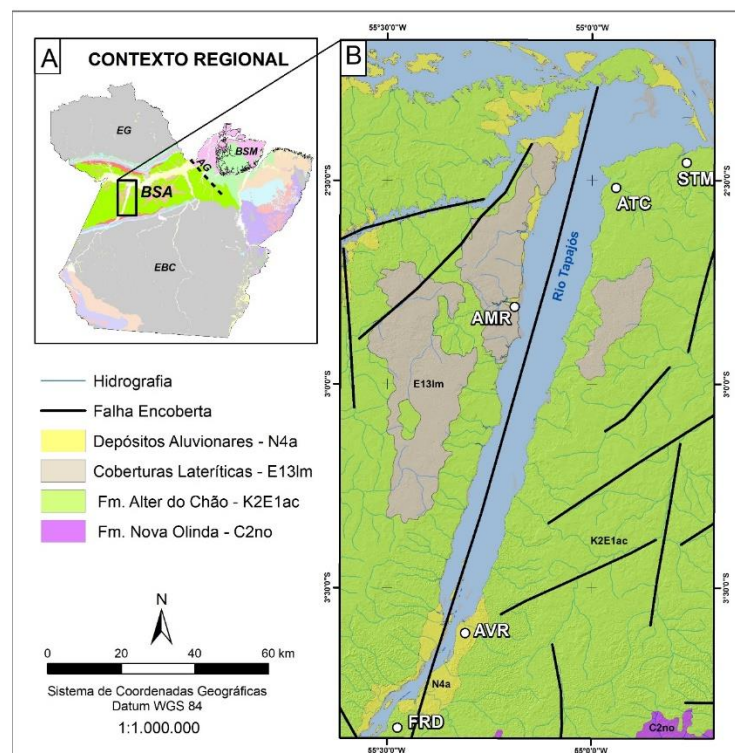


Figura 3.1 – Mapa geológico da área de estudos. A – Contexto Regional e B – Geologia Local.

Estruturas regionais apontadas em A; BSA – Bacia Sedimentar Amazônica; BSM – Bacia Sedimentar do Marajó; EG – Escudo das Guianas; EBC – Escudo do Brasil Central; AG – Arco de Gurupá. Localidades apontadas em B; FRD – Fordlândia; AVR – Aveiro; AMR – Amorim; ATC – Alter do Chão; STM – Santarém.

Fonte: Adaptado de CPRM (2004)

MATERIAIS E MÉTODOS

Análise morfoestrutural

As análises morfoestruturais consistiram na identificação de feições retilíneas e curvas/circulares do terreno em elementos de relevo e drenagem dentro da área de estudos. A classificação dos padrões foi feita com base na proposta de Howard (1967), e a interpretação quanto a seu significado morfoestrutural seguiu as propostas de Soares e Fiori (1976), Miranda *et al.* (1983) e Holbrook e Schumm (1999). As análises foram feitas com base na interpretação de modelos sombreados do relevo e arquivos de drenagem em ambiente GIS. A interpretação das feições foi realizada com o apoio de perfis topográficos gerados no software Global Mapper 18. Modelos Digitais de Elevação foram gerados a partir de imagens *Aster GDEM* para os terrenos em terra firme e com base na interpolação de dados batimétricos extraídos de cartas náuticas para o modelamento do canal do Rio Tapajós.

De forma complementar à análise morfoestrutural foram realizadas análises de lineamentos em conjuntos independentes de dados representativos de diferentes elementos da superfície e profundidade. Os dados de lineamentos em superfície incluíram 4 conjuntos; lineamentos de drenagem (LD), lineamentos de relevo e drenagem interpretados de imagens *Aster* (LA), lineamentos de relevo e drenagem interpretados de imagens do radar *Sentinel* 1A (LS) e lineamentos estruturais (LE), extraídos do trabalho de Miranda (1982). O conjunto LD foi extraído automaticamente a partir da Base Cartográfica Contínua do Brasil 1:250.000 (IBGE, 2017). Para este procedimento foi desenvolvido o seguinte método. Linhas de drenagem foram divididas em segmentos individuais a partir da separação nos vértices no arquivo *shapefile* e posteriormente foram calculados os comprimentos de cada segmento de modo a selecionar somente aqueles superiores a 1 km de extensão, os quais foram considerados como lineamentos de drenagem. O conjunto LA foi interpretado visualmente em dois modelos sombreados do relevo fixados na escala 1:250.000, iluminados nas direções 45° e 315°, de modo a se diminuir os efeitos da iluminação e variação de escala na interpretação das feições. Os lineamentos extraídos a partir de cada modelo sombreado foram então compostos em um conjunto único (LA). O conjunto LS foi interpretado a partir de imagens do radar *Sentinel* 1A processadas no software SNAP 6, de modo a corrigir e ressaltar feições do relevo.

O conjunto de lineamentos geológicos (F) foi composto por falhas mapeadas por CPRM (2004) que também forneceu os dados sobre a distribuição das unidades geológicas na área. Este conjunto compõe juntamente com as linhas de gradiente, extraídas dos dados geofísicos, os lineamentos em profundidade. Os dados direcionais para cálculo das frequências de lineamentos foram obtidos através da ferramenta *AzimuthFinder* (QUEIROZ *et al.*, 2014) implementada no software ArcGIS 10.5, e analisados no software Stereonet 10, onde foram plotados em diagrama de roseta em intervalos de 20°. Foi calculada a estatística circular de *Von Mises* para descrição da variabilidade dos dados.

Métodos Potenciais

Foram utilizados dados de aerogravimetria e aeromagnetometria fornecidos pela Agência Nacional do Petróleo (ANP) relativos ao Levantamento Aerogeofísico para a Identificação de Áreas com Ocorrência Potencial de Petróleo e Gás nas Bacias do Amazonas, Marajó e Adjacências (levantamento 0050) (ANP, 2008). O levantamento foi executado entre 2007 e 2008, compreendendo linhas de vôo com direção E-W, distantes em 6 km entre si e com altitude média de operação de 1500 m acima da superfície topográfica e aquisição mútua de dados magnéticos e gravimétricos. Os dados pré-processados pelo fornecedor são: a anomalia Bouguer simples ($d=2300 \text{ kg/m}^3$) para dados gravimétricos; e campo magnético removido do *International Geomagnetic Reference Field* (IGRF) com micro-nivelamento e suavização entre linhas, constituindo um mapa de campo magnético anômalo (ou anomalia magnética). Estes dados foram cortados para a área de interesse e processados no software Oasis Montaj 9.4.

Dos dados de anomalia magnética se removeu a banda de informação correspondente aos níveis mais rasos e frequência de Nyquist através do uso de um filtro passa-baixa equivalente em $\lambda=200\text{m}$ para a subtração de dados espúrios (ruídos) de alta frequência existentes nos dados. A determinação do comprimento de onda a ser removido se deu pelo uso da técnica do espectro de potência (SPECTOR e GRANT, 1970), que estima as profundidades de possíveis fontes causadoras para o sinal observado por uso de uma estimativa inversa por janelas nos dados. O mapa de anomalia magnética limpo do ruído de alta frequência é utilizado como base para processamento e posterior interpretação.

O processamento dos dados foi realizado para o realce de bordas de possíveis corpos causadores das anomalias e campo potencial e para mapeamentos de propriedade física (BLAKELY, 1995). Tais processamentos são de comum uso para a interpretação estrutural indireta a partir de dados geofísicos de campo potencial e, visam reduzir a subjetividade e auxiliar quanto à ambiguidade inerente aos fenômenos físicos cujos dados mapeiam (FERREIRA *et al.*, 2013; NABIGHIAN *et al.*, 2005 a, b). Para tal se utilizou os filtros de gradiente horizontal total (THDR) (BLAKELY, 1995) e Amplitude do Sinal Analítico 3D (ASA) (ROEST *et al.*, 1992).

O filtro THDR utiliza os gradientes de primeira ordem do campo potencial nas direções x e y (dx e dy) (Equação 3.1) para o cálculo do gradiente total ao longo do plano horizontal. Os gradientes convergem a um máximo ao longo de regiões em que o campo tem máxima variação e podem ser usados para a interpretação dos possíveis limites dos corpos causadores do campo aferido no plano horizontal (BLAKELY, 1995; FERREIRA *et al.*, 2013). O filtro THDR foi aplicado tanto nos dados gravimétricos como magnéticos.

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2}.$$

Equação 3.1 – Filtro THDR, extraído de Ferreira *et al.* (2013). Delta M se refere ao campo em questão e dx e dy , as direções tomadas para cálculo.

O filtro ASA utiliza os gradientes de primeira ordem nas direções x , y e z (dz , dy , e dx) (Equação 3.2) para o cálculo da amplitude dos gradientes ao longo das direções horizontal e vertical (ROEST *et al.*, 1992). O uso dos três gradientes oferece uma normalização quanto às fontes de diferentes profundidades que são aferidas e constituem o campo potencial medido (BLAKELY, 1995; FERREIRA *et al.*, 2013). Regiões mapeadas como de sinal similar pelo filtro ASA podem representar regiões de corpos com magnetização similar tanto na direção horizontal como vertical, com máximos coincidindo sobre a extensão do corpo (ROEST *et al.*, 1992; FERREIRA *et al.*, 2013). Todavia, dada a ambiguidade dos campos potenciais a interpretação quanto à continuidade dos corpos na direção vertical é de grande incerteza (NABIGHIAN *et al.*, 2005 a, b; FERREIRA *et al.*, 2013). O filtro ASA foi aplicado somente nos dados magnéticos.

$$ASA = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}.$$

Equação 3.2 – Filtro ASA, extraído de Ferreira *et al.* (2013). Mesmo princípio para as derivadas, com z representando a direção vertical.

Dados de campo potencial representam um somatório do campo causado por toda a assembleia de corpos causadores dispostos na direção vertical o que causa ambiguidade em sua interpretação (SKEELS, 1947; BLAKELY, 1995). Todavia, esta propriedade pode ser utilizada para a obtenção de informação acerca da distribuição dos campos causadores ao longo da seção vertical da região estudada (NABIGHIAN *et al.*, 2005 a, b; BLAKELY, 1995). Isso pode ser feito pela aplicação de filtros que simulam o campo ao se afastar da posição inicial de aquisição do dado, como a continuação para cima (HENDERSON e ZIETZT, 1949). Tal é possível pela magnitude dos campos potenciais serem inversos ao quadrado da distância entre o ponto de aferição e a localização do corpo causador. A averiguação dos dados continuados para cima em diferentes níveis pode, então oferecer *insights* na geometria dos corpos em sub-superfície. A automatização desse processo se deu na técnica de *gradient strings* (ou *worms*) (HORNBY *et al.*, 1999). Esta técnica se dá pela estimativa do campo potencial em níveis seriados de diferentes altitudes a partir do nível de aquisição dos dados, cálculo do THDR destes mapas e coleção dos pontos de maiores gradientes em cada uma das superfícies. Desta forma, se constitui um esqueleto dos possíveis limites de corpos causadores nas diferentes altitudes contempladas. As altitudes de continuação das superfícies podem ser utilizadas como um *proxy* indireto e não absoluto para as profundidades dos corpos causadores. Uma regra prática é de que a altitude do campo continuado para cima é aproximadamente o dobro da profundidade dos corpos causadores mapeados abaixo da superfície. O cálculo dos *worms* foi realizado tanto para os dados gravimétricos e magnéticos. O processamento se deu no software Intrepid Geomodeller v. 11, com a interpretação dos *worms* em sistema de informações geográficas.

Para ambos os dados se procedeu à sua interpretação somente em termos da distribuição regional e local de tramas, sem atenção à efetiva propriedade física em termos de representatividade e interpretação geológica possível, visto o intuito em examinar tais dados como *proxies* para o arcabouço físico estrutural da região somente.

Análise Estratigráfica e Sísmica

A análise estratigráfica foi feita a partir da correlação de perfis construídos com os dados de espessura de unidades geológicas e tipos de rochas, coletados nos relatórios de perfuração contidos nas respectivas pastas dos poços. As informações sobre os poços utilizados neste trabalho foram cedidos pelo BDEP-ANP e contém a descrição dos topos e bases das unidades sedimentares superiores (ocorrências carboníferas e mais recentes). A partir desses perfis foi possível estabelecer correlações estratigráficas e analisar a distribuição das unidades sedimentares ao longo da área de estudo, bem como a influência das estruturas mais antigas, das estruturas neoformadas e do paleo-relevo existente na configuração atual do canal do baixo Rio Tapajós. Os relatórios de perfuração forneceram pistas sobre a interpretação da geometria das camadas pelos profissionais da indústria de prospecção. Dados relativos à espessura das unidades e localização dos poços utilizados estão sumarizados na tabela 3.2 e na figura 3.8.

As seções sísmicas interpretadas foram extraídas do conjunto 2D pós-stack “0219 Amazonas”, obtido via solicitação do mesmo banco de dados. Os dados relativos às falhas mapeadas na sísmica foram confrontados com os demais resultados para definição do arcabouço estrutural da área, com atenção para a parte sul da ria do Tapajós.

RESULTADOS

Análise Morfoestrutural

A análise morfoestrutural foi utilizada como base para identificação de feições de interesse e interpretação dos resultados obtidos através dos outros métodos empregados. Através dela, foi possível reconhecer trechos de drenagem em zonas potencialmente perturbadas ou influenciadas por estruturas em exumação, identificar e descrever feições lineares importantes no controle do relevo a nível regional, e compreender a influência de algumas destas estruturas no padrão de relevo superficial e subaquático ao longo do canal do Tapajós.

Os resultados indicam que na parte sul da área de estudos há um forte controle estrutural da drenagem por estruturas anticlinais, gerando padrões semicirculares radiais, cotovelos e trechos retilíneos concordantes com lineamentos de expressão regional

(Figura 3.2). A presença de feições de relevo associadas com estruturas compressionais do embasamento nesta zona, já fora mencionada por outros autores (MIRANDA, 1983; TRAVASSOS e BARBOSA FILHO, 1990; COSTA *et al.*, 2001). Miranda (1983) apresenta um mapeamento de feições estruturais na área de estudos com base nos padrões de drenagem. Entre as estruturas identificadas por este autor está o Domo de Aveiro (DA), analisado na figura 3.2. A aplicação dos modelos digitais de elevação tornou possível reconhecer bordas externas nesta feição, mais amplas que as descritas por Miranda (1983), revelando uma estrutura de maior porte. A análise do padrão de drenagem na área do Domo de Aveiro, reforça a presença da estrutura, indicando a atitude das camadas com a identificação de cursos consequentes, obsequentes e subsequentes (figura 3.2 C). A análise do perfil topográfico ao longo da estrutura (perfil P-P', figura 3.2 B) revelou ainda a inclinação das vertentes e dos topos, tornando evidente a presença de um domo estrutural em dissecação nesta área.

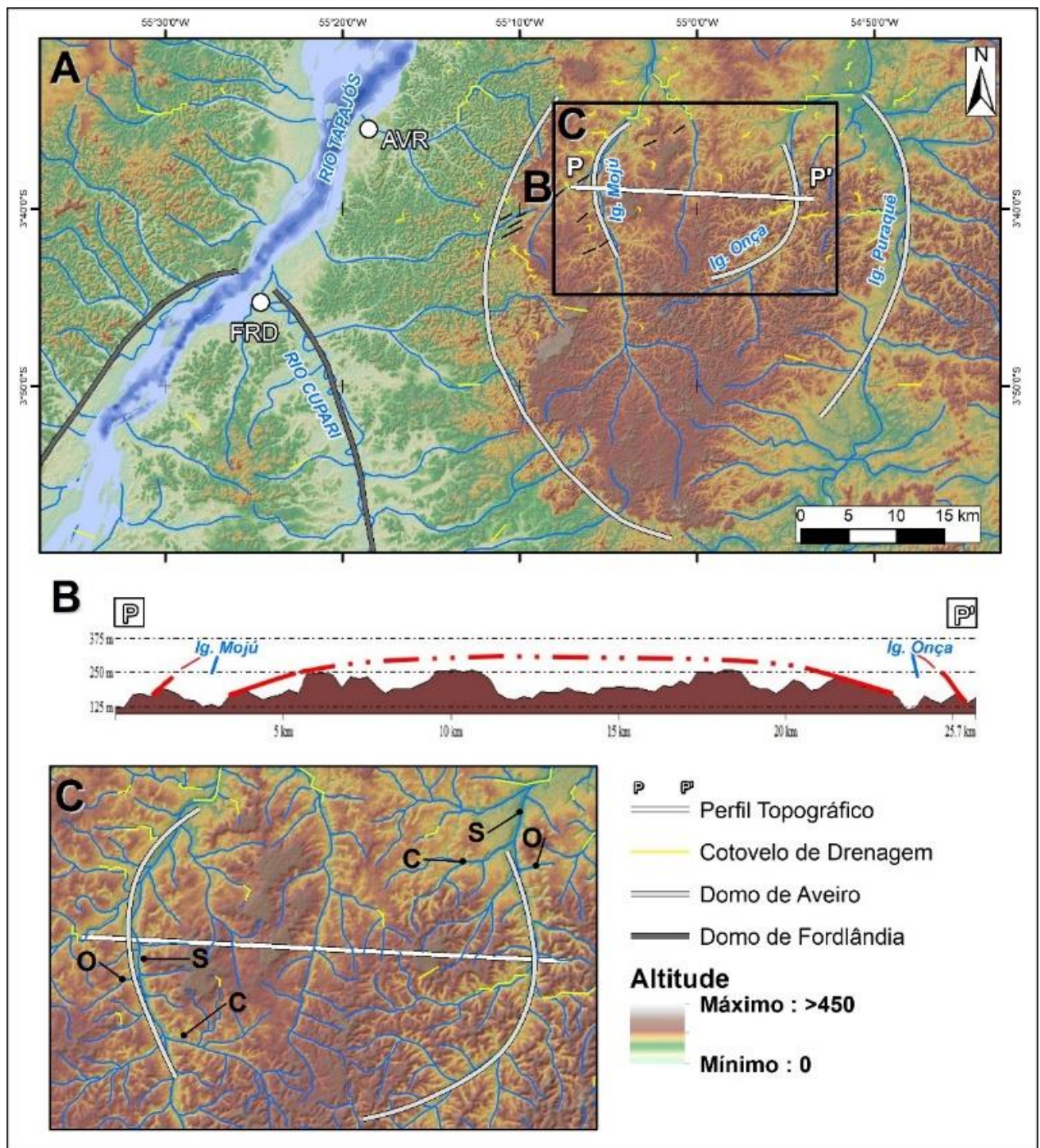


Figura 3.2– Análise morfoestrutural da porção sul da área de estudos. A – Presença de domos controlando as drenagens e o relevo; B – Perfil topográfico P-P' do Domo de Aveiro; C – Classificação das drenagens com relação à inclinação das camadas; o – obsequentes, s – Subsequentes e c - Consequentes

Na parte norte da área de estudos chama a atenção um forte lineamento orientado a NE, concordante com uma mudança no padrão de relevo no canal do Tapajós, observada no MDE do canal, e no seu entorno. Esta feição, aqui denominada Lineamento Amorim-

Belterra (LAB), por perpassar estas localidades, condiciona na margem esquerda do Tapajós, o curso do canal do Igarapé do Amorim, e na margem direita o limite entre duas unidades distintas de relevo, denominadas Terraço de Santarém e Planalto de Belterra (DE MEIS, 1968). A transição de unidades pode ser visualizada também no mapa de Geomorfologia - Formas do Modelado (figura 1.13), entre o pediplano (unidade superior, planalto) e os relevos dissecados de topo plano (unidade inferior, terraço) (IBGE, 2019).

A concordância com a mudança de forma do leito do Tapajós, sugere que este lineamento possui influência atual ou muito recente no modelado do relevo e por consequência, na natureza e intensidade dos processos de modelamento em curso. A figura 3.3 ilustra a influência do LAB na morfologia do canal e no relevo do Baixo Tapajós. São indicadas ainda a presença de lineamentos secundários a NW e NE, também com expressão no fundo do canal e nos terrenos adjacentes. O trabalho mais intenso de dissecação do Igarapé do Amorim com relação aos demais afluentes diretos do Tapajós ao longo da ria, está associado com a presença de um depósito em leque aqui denominado Leque do Amorim (LA), bastante expressivo em sua foz e parcialmente emerso durante a estação seca.

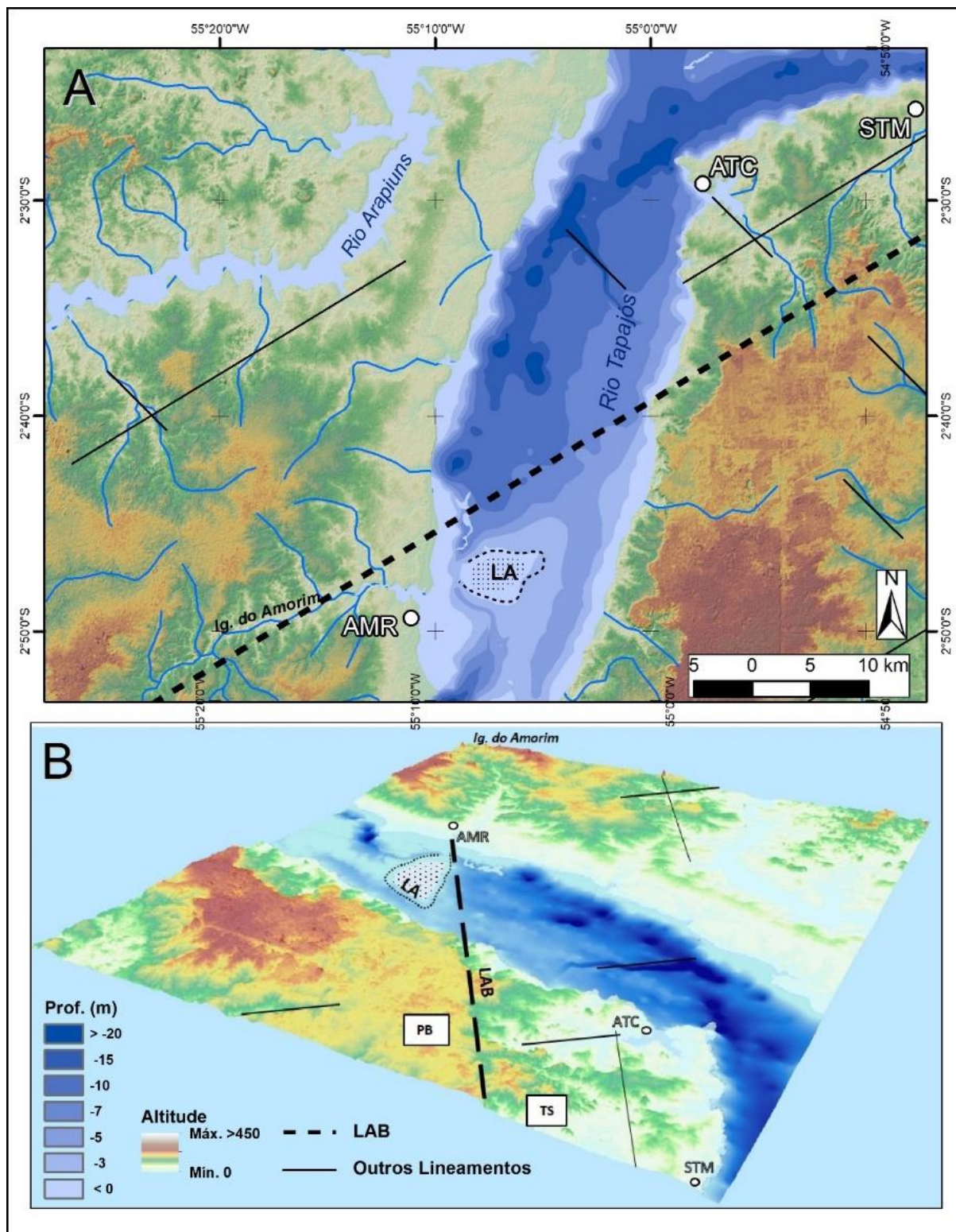


Figura 3.3 – Lineamento Amorim-Belterra (LAB) demarcando a morfologia do canal e compartimentos geomorfológicos Planalto de Belterra (PB) e Terraço de Santarém (TS). A foz do Igarapé do Amorim é marcada pelo Leque do Amorim (LA) identificado na análise da morfologia do canal do Tapajós.

Dados Sísmicos e Potenciais

A análise dos dados sísmicos no trecho alto da ria do Tapajós, onde ocorre o alargamento súbito do canal, permitiu que fossem identificados cinco zonas de falha mais expressivas. Em duas das linhas (PA e PB) foi possível apontar com maior precisão a presença de blocos altos e baixos. Uma das falhas foi identificada em duas linhas independentes e está localizada no início da ria do Tapajós, o que deixa claro que existe um controle estrutural sobre o alargamento do canal, de modo que a ria, em seu trecho inicial está contida em bloco baixo (*gráben*). A comparação entre as falhas identificadas nas linhas sísmicas com as falhas mapeadas para a área (CPRM, 2004) permite sugerir que as estruturas encontradas em PA, PB e PC, representem uma continuidade da falha “Curuá do Sul” (Figura 3.4). Este nome é proposto para esta falha, e seus prováveis prolongamentos neste trabalho devido à concordância com um sistema de mesma direção descrito por Neves (1990) para a região. Na figura 3.4 apresentamos os resultados desta análise.

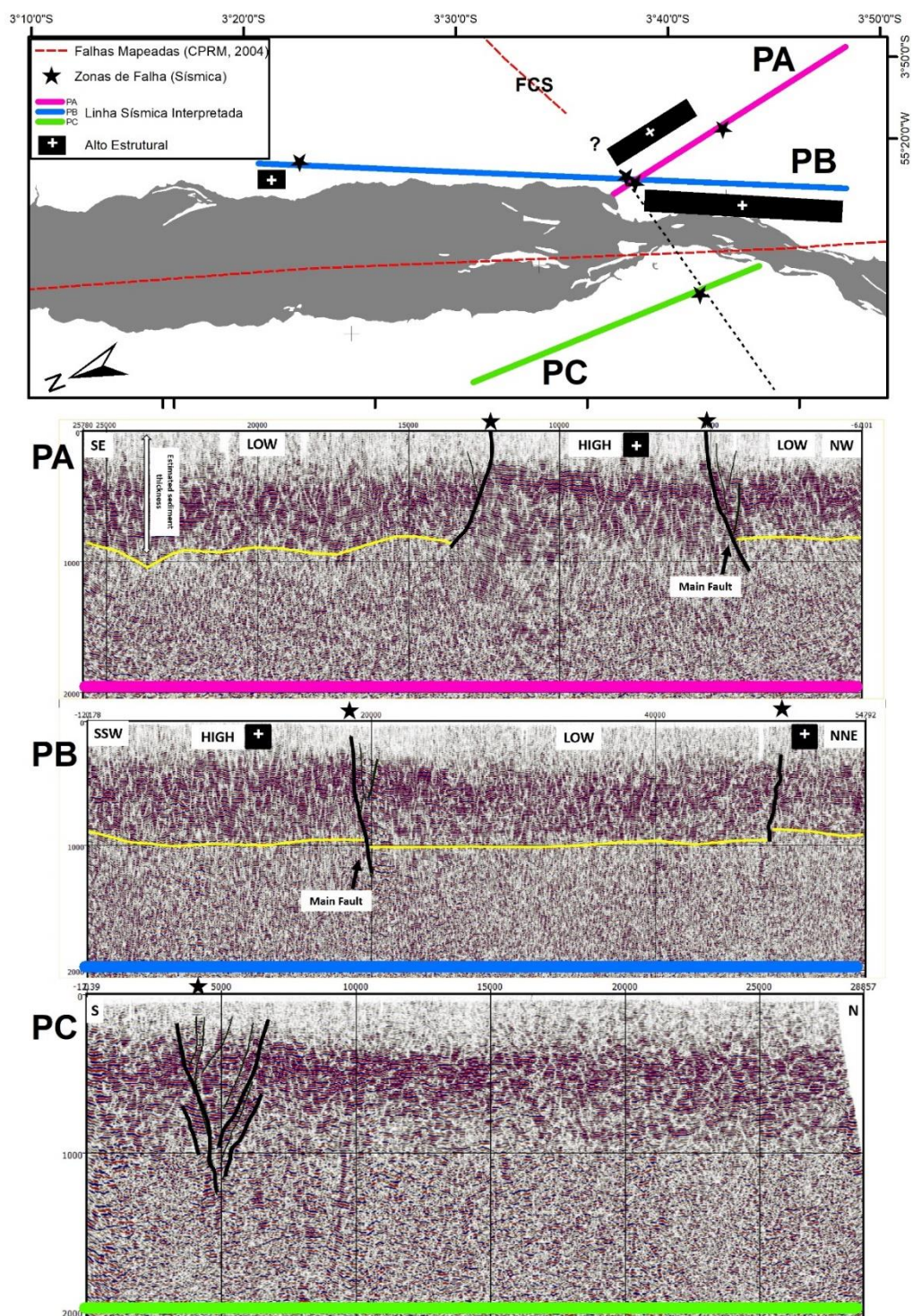


Figura 3.4 – Localização e interpretação das seções sísmicas analisadas (PA, PB e PC), com indicação de falhas (estrelas pretas) e arranjo em blocos altos (+) e baixos. O sinal de interrogação indica um possível prolongamento da falha Curuá do Sul (CS) a WSW, coincidindo com as falhas identificadas nas seções sísmicas. A estrela preta em C indica a presença de uma estrutura em flor negativa.

As falhas identificadas na análise das seções sísmicas são espacialmente concordantes com variações bruscas nas respostas dos produtos potenciais utilizados. O mapa da anomalia bouguer simples (fig.3.5 A) reproduz uma corrente de altos gravimétricos na porção central da BSA já identificada por outros autores (NUNN E AIRES, 1988; BOMFIM *et al.*, 2013), margeada por baixos gravimétricos nos flancos norte e sul. Os limites externos a sul desta feição apresentam orientações bem definidas e ângulos concordantes com a forma da bacia, o que reforça o modelo de estruturas tectonicamente controladas. Na margem esquerda do Tapajós o alto gravimétrico está orientado a NE-SW, concordante com o alinhamento Faro-Juruti (FJL) (WANDERLEY FILHO, 1991) até a zona de início da ria. Na margem direita do Tapajós esta feição sofre uma inflexão para WNW na altura de uma das falhas identificada pelos métodos sísmicos e acompanhando a falha F1, mapeada pelo Serviço Geológico Brasileiro (CPRM, 2004) e potencialmente prologada a WSW.

A aplicação do filtro THDR aos dados gravimétricos (3.5 B), permite que seja observado um gradiente de variação dentro da feição de altos central, com os valores extremos localizados nas limites norte e sul da ria do Tapajós, e decaindo em relação ao centro da feição (figura 3.5 C e D). Com a aplicação do filtro é possível notar também a concordância de outras falhas mapeadas com limites gravimétricos. É possível observar uma variação especialmente dentro do canal nas proximidades da vila de Amorim, orientada a NE e concordante com o LAB.

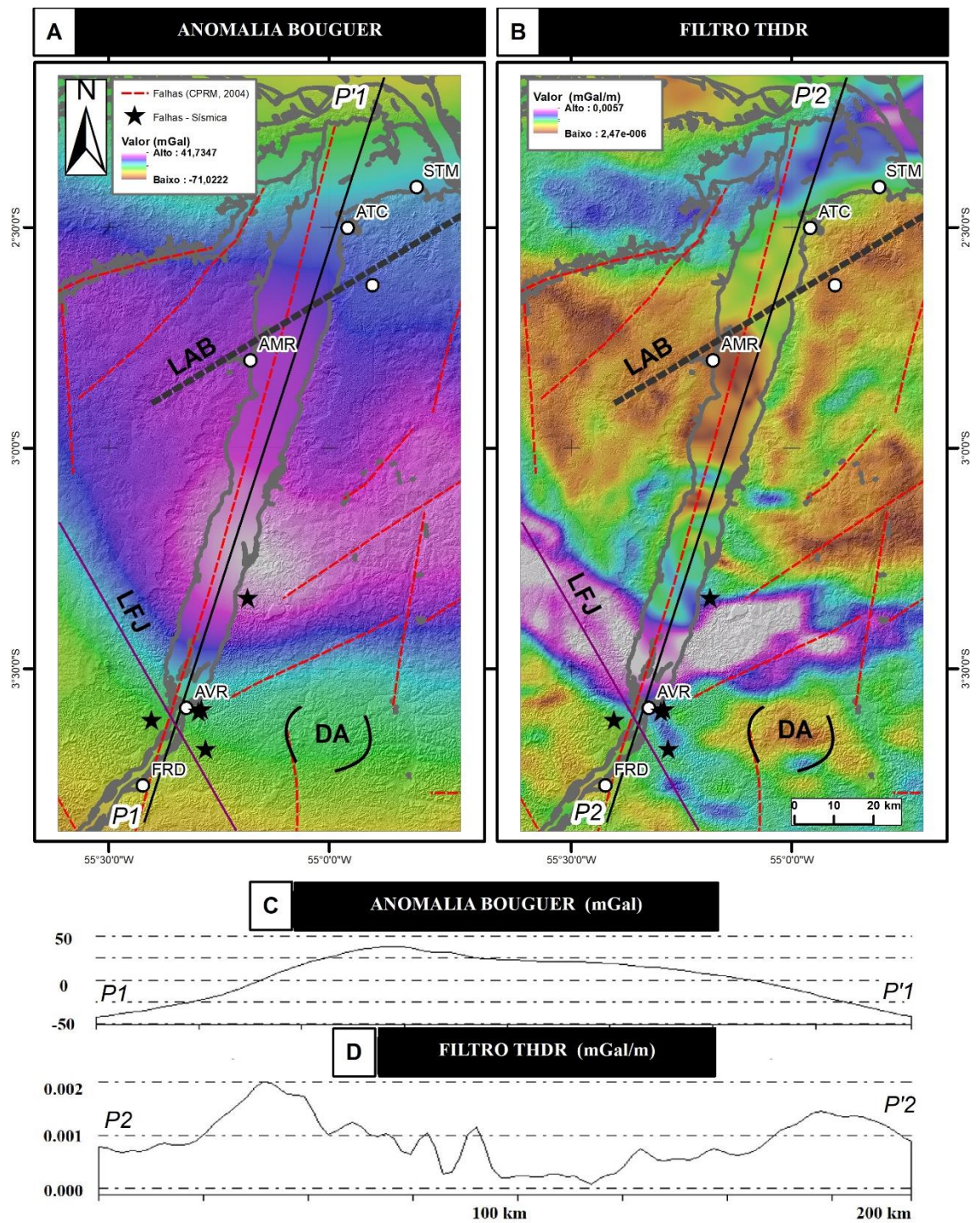


Figura 3.5 – Mapa de Anomalia Bouguer simples e gradiente de variação com base no filtro THDR, com os respectivos perfis ao longo da área de estudos. LAB – Lineamento Amorim Belterra; LFJ – Lineamento Faro Juruti; DA – Domo de Aveiro.

O mapa de anomalia magnética apresenta um padrão de variação em faixas orientadas principalmente a WNW. O limite sul da ria é concordante com um aumento da anomalia magnética que também é observado no trecho norte da área de estudos. A porção central representa um baixo magnético.

A figura 3.6 B apresenta um gradiente de variação das fontes magnéticas, a partir da aplicação do filtro ASA (FERREIRA *et al.*, 2013). Os altos gradientes magnéticos são concordantes com as falhas mapeadas na área (CPRM, 2004), sugerindo controle estrutural na variação deste parâmetro. Há áreas de convergência entre os dados magnéticos e de relevo no limite sul da ria do Tapajós, e na parte central do Domo de Aveiro. As direções ENE (principal) e WNW (secundária) aparecem bem marcadas na orientação das feições magnéticas na área de estudos. Não foram observadas diferenças significativas entre os filtros ASA e THDR.

A análise conjunta dos pontos de ruptura encontrados nas linhas sísmicas e dos dados gravimétricos e magnéticos mostra que anomalias magnéticas podem ser interpretadas como respostas ao arranjo da área em *horsts* e *grabens*.

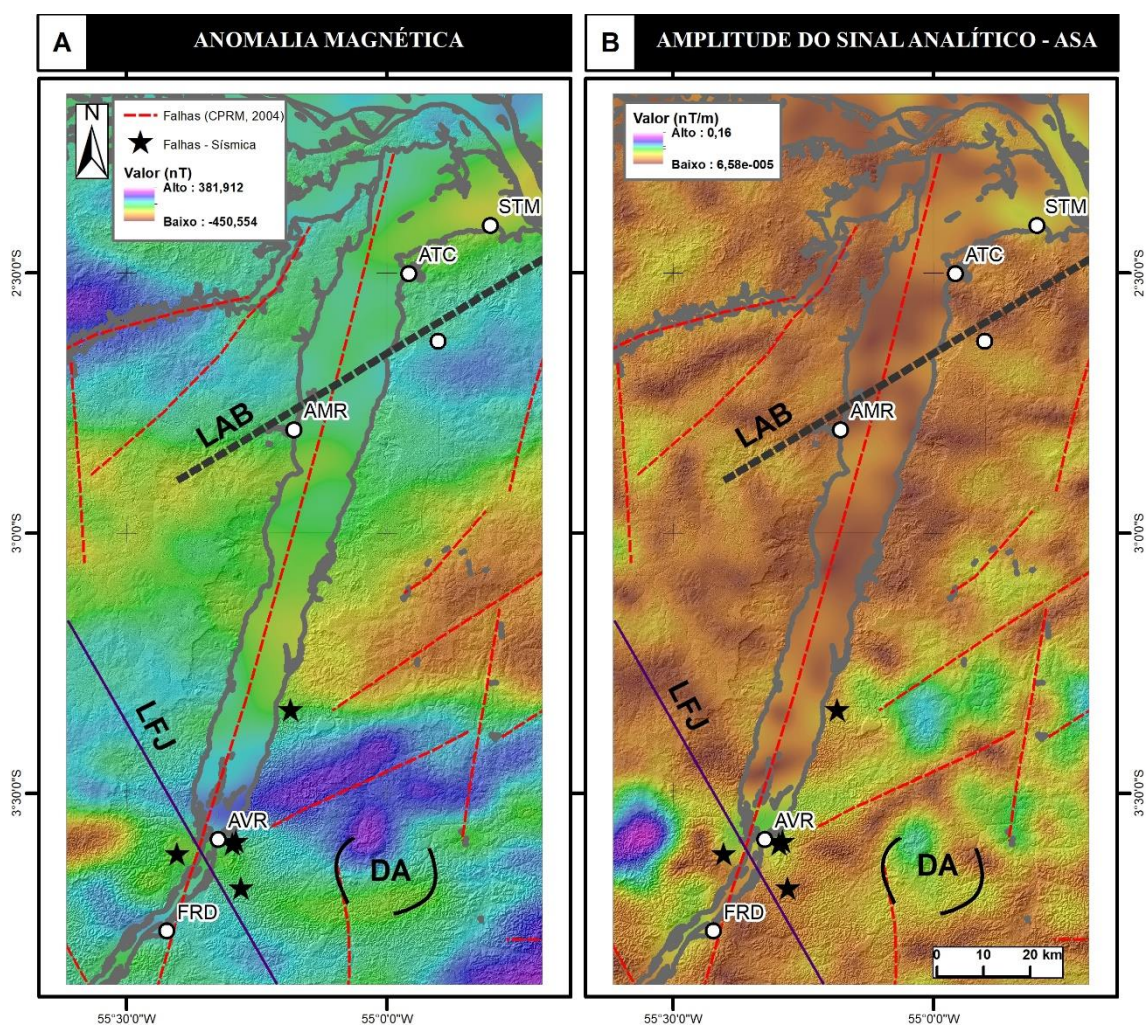


Figura 3.6 – Mapa de Anomalias Magnéticas e gradiente de variação com base no filtro ASA. LAB – Lineamento Amorim Belterra; LFJ – Lineamento Faro Juruti; DA – Domo de Aveiro

Análise de perfis estratigráficos

A análise dos perfis de poços e dos respectivos relatórios de perfuração teve como objetivo investigar a espessura e a distribuição das unidades geológicas em profundidade. Dos poços perfurados na área de estudos, foram considerados aqueles localizados nas imediações do canal do Tapajós e registrados os dados relativos à espessura e profundidades de topo e base das camadas superiores a partir da Fm. Nova Olinda (Carbonífero). Os dados estão sumarizados na tabela 3.1. Estes dados nos permitem compreender o arranjo estrutural da área como um todo, mas especialmente na parte norte da área, ao longo do LAB, onde não foram encontradas linhas sísmicas com qualidade satisfatória.

Unidade/Poço	Fordlândia	Cupari 1	Buiussu	Tapaiuna	Belterra	Alter Do Chão
Depósitos Aluviais						
Espessura	11	15				
Topo	3	4				
Topo NM	14	28				
Fm. Alter do Chão						
Espessura			190	250	596	541
Topo			5	5	7	4
Topo NM			79	52	159	13
Fm. Andirá						
Espessura			835	766	743	514
Topo			195	255	603	545
Topo NM			-110	-197	-436	-527
Fm. Nova Olinda						
Espessura	482	611	711	880	1339	1316
Topo	14	19	1030	1021	1346	1059
Topo NM	3	13	-945	-963	-1179	-1041
Base NM	-479	-598	-1656	-1843	-2518	-2357
Espessura Total *	493	626	1736	1896	2678	2371

Tabela 3.1 – Espessura e profundidade em perfil e ao nível do mar (NM) para os poços perfurados no entorno do canal do rio Tapajós

* Espessura medida a partir da base da Fm. Nova Olinda

Fonte: Petrobras (1955, 1957, 1961, 1964 a, 1964 b, e 1985)

Os dados indicam o espessamento esperado das camadas sedimentares em direção ao depocentro da BSA, localizado próximo à zona de confluência dos rios Tapajós e Amazonas. A semelhança na espessura das camadas reflete a proximidade geográfica entre os poços, sendo assim possível separá-los em três conjuntos distintos; o primeiro composto pelos poços Fordlândia e Cupari 1, o segundo pelos poços Buiussu e Tapaiuna e o terceiro é representado pelos poços Belterra e Alter do Chão.

Os poços Fordlândia e Cupari 1, mais próximos da borda da bacia, possuem cerca de 15 metros de depósitos aluviais capeando a soleira de diabásio que marcam o limite superior da Fm. Nova Olinda (PETROBRAS, 1957a). Como o canal do Tapajós neste trecho alcança profundidades superiores a 20 metros em determinados pontos, de acordo com o modelo digital de elevação gerado, é razoável supor que o mesmo esteja fluindo diretamente sobre as soleiras. Os poços Buiussu e Tapaiuna foram perfurados de modo a amostrar os altos estruturais “Plataforma de Mamuru” (PETROBRAS, 1964) e “Alto de Tapaiuna” (PETROBRAS, 1957b). Estes altos estão associados com a corrente de altos gravimétricos apontada por Nunn e Aires (1988).

A figura 3.7 C apresenta uma seção geológica entre os poços Belterra e Alter do Chão, interpretada por Petrobras (1986), onde é possível notar a presença de uma falha entre os mesmos. Nesta seção é representado um rejeito negativo entre Belterra e Alter do Chão nas unidades inferiores à Fm. Nova Olinda e positivo em relação às unidades superiores. Este tipo de arranjo pode significar tanto uma mudança de regime tectônico (distensivo mais antigo, compressivo mais jovem), quanto a presença de movimentação lateral. A presença de um regime compressivo mais jovem (neste caso, a partir do Mesozóico), poderia ser um fator explicativo para a menor espessura da Fm. Andirá (cerca de 200m) no poço Alter do Chão, enquanto as demais unidades apresentam espessuras similares (Tabela 3.1; Figura 3.7 A). A caracterização desta área como composta por blocos estruturais distintos entre as referidas localidades é concordante com o padrão geomorfológico observado nas unidades separadas pelo Lineamento Amorim-Belterra, conforme os resultados da análise morfoestrutural.

A presença de elementos que indicam arranjos em blocos e momentos tectônicos distintos, afetando as dinâmicas de erosão e sedimentação desde o Paleozóico tardio até o presente, aparece em interpretações de perfis estratigráficos nos relatórios de perfuração, e está de acordo com o modelo evolutivo da BSA apresentado por autores como Cunha *et al.* (1994) e Caputo e Soares (2016). A figura 3.7 A ilustra a distribuição dos poços analisados em relação ao nível do mar e as relações entre os limites das camadas em profundidade. A distribuição dos poços pode ser visualizada na figura 3.7 B.

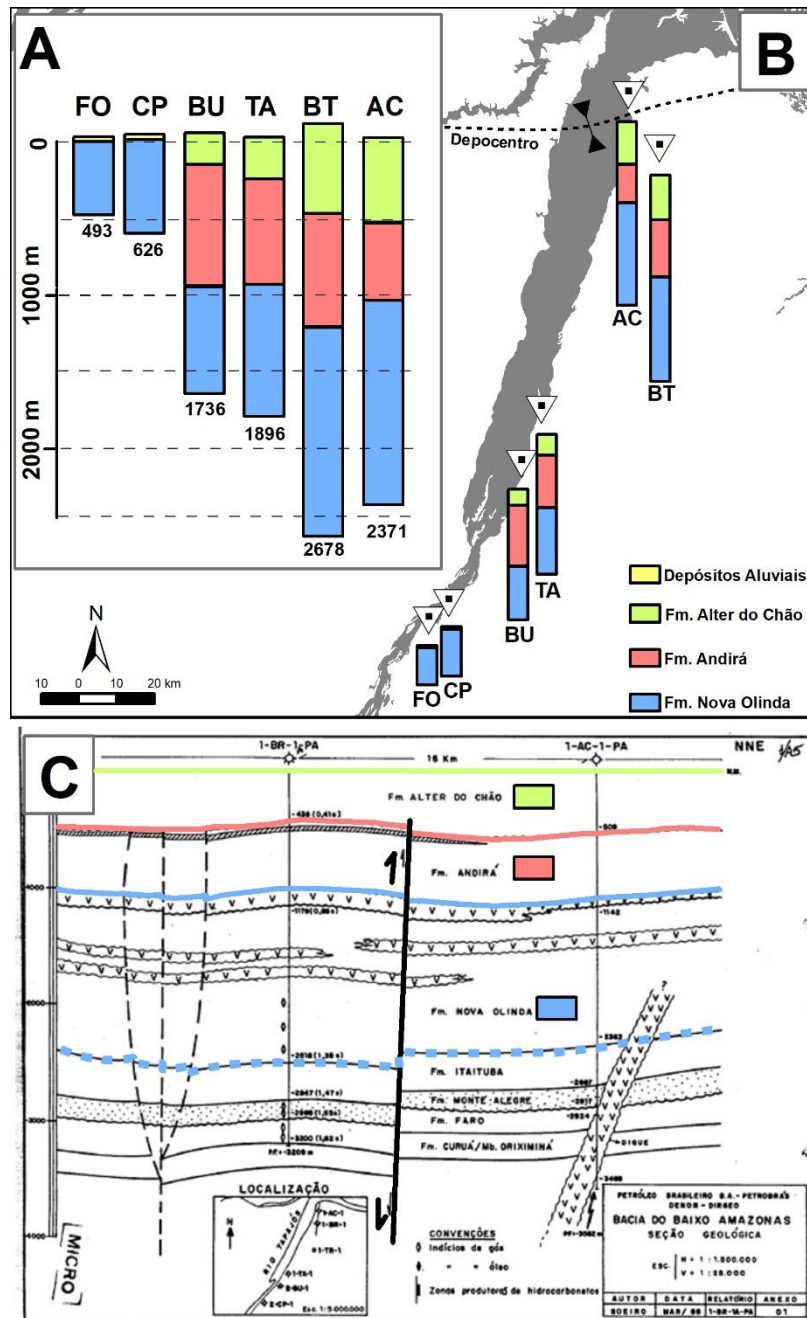


Figura 3.7 – A – Localização e relações estratigráficas entre os poços estudados. B – Distribuição dos poços na área de estudos. C – Interpretação da disposição das unidades litológicas entre os poços Belterra e Alter do Chão. Note que em Alter do Chão há a presença de um dique cortando as camadas em profundidade. As siglas representam os nomes dos poços apresentados na tabela 3.1.

Análise de lineamentos

Os conjuntos de lineamentos interpretados apresentam dois padrões distintos, com os conjuntos mais associados com dados de superfície tendendo a apresentar direções com ângulos mais próximos ao eixo N-S (NE, NNE e NW), e os conjuntos extraídos das linhas de gradiente a partir dos métodos potenciais tendendo a apresentar direções mais próximas ao eixo E-W (ENE, WNW e E-W). Estes resultados sugerem uma sobreposição de dois feixes de lineamentos, um mais profundo orientado a WNW e ENE e um mais superficial orientado a NE e NW. Os parâmetros dos lineamentos quantificados através dos diferentes conjuntos de dados utilizados estão sumarizados na tabela 3.2. Os dados com menor variância são os relativos às falhas (F), o que pode ser observado pelos altos valores nos parâmetros Kappa e variância circular, assim como pela alta porcentagem de feições na direção principal. As linhas de gradiente geraram dados mais dispersos que os demais conjuntos utilizados.

<i>Conjunto</i>	<i>Sigla</i>	<i>N</i>	<i>Direção Principal (°)</i>	<i>% dos dados</i>	<i>Direção Secundária (°)</i>	<i>Vetor Médio (°)</i>	<i>Kappa</i>	<i>Variância Circular</i>
<i>Lineamentos de Drenagem</i>	LD	77	0-20 - NNE	18	60-80 – ENE	6,2 - NNE	1,78	0,33
<i>Lineamentos Aster</i>	LA	1769	60-80 - ENE	13	300-320 - NW	0,1 - N	1,43	0,41
<i>Lineamentos Sentinel 1A</i>	LS	1005	40-60 - NE	15	300-320 - NW	0,6 - N	1,89	0,31
<i>Lineamentos Estruturais</i>	LE	249	20-40 - NE	26	0-20 - NNE	10,3- NNE	2,14	0,27
<i>Falhas</i>	F	176	0-20 - NNE	44	40-60 - NE	28,2- NE	4,48	0,11
<i>Gravimetria Rasa</i>	GR	325	90 - E	23	60-80/280-300 - ENE/WWN	15,5 - NNE	0,98	0,55
<i>Gravimetria Média</i>	GM	162	60-80 - ENE	26	80-100 - E	40,9 - NE	1,03	0,53
<i>Magnetometria Rasa</i>	MR	7219	60-80 - ENE	20	80-100 - E	20,9 - NE	0,95	0,56
<i>Magnetometria Média</i>	MM	692	280-300 - WNW	23	60-80 - ENE	23,9 - NE	0,82	0,61
<i>Magnetometria Profunda</i>	MP	161	270 – W	27	60-80 – ENE	26,4 - NE	0,65	0,68

Tabela 3.2 - Resultados das análises direcionais e parâmetros estatísticos dos conjuntos analisados

A análise das linhas de gradiente nas profundidades rasa e média apresenta direções predominantes a E e ENE com WSW subordinado.

A zona de alto gravimétrico a sul é concordante com o que Neves (1990) chama de lineamento Curuá do Sul, caracterizado por uma faixa com feições de empurrão nas camadas paleozóicas da BSA com eixos orientados a ENE e NE.

As direções predominantes identificadas pelas linhas de gradiente nas diferentes profundidades analisadas foram concordantes entre os produtos e tenderam a mostrar estruturas com ângulos mais abertos (próximos ao eixo E-W). Na porção norte da área de estudos, os lineamentos de profundidade extraídos das linhas de gradiente (*worms*) indicam a direção NE predominante nos conjuntos de profundidade média e rasa. Há traços rasos nos dados magnéticos concordantes com o LAB.

O mapa de amplitude do sinal analítico, no qual é possível observar a variação da intensidade total dos corpos, deixa mais evidente um padrão NW expresso como um alto magnético no limite sul da ria e como um baixo magnético nas proximidades do LAB.

A figura 3.8 A mostra os lineamentos extraídos na área de estudos. Em 3.8 E é possível visualizar a distribuição de cada conjunto de lineamentos na área de estudos e as direções principal (linha contínua) e secundária (linha tracejada) para cada conjunto de dados analisado.

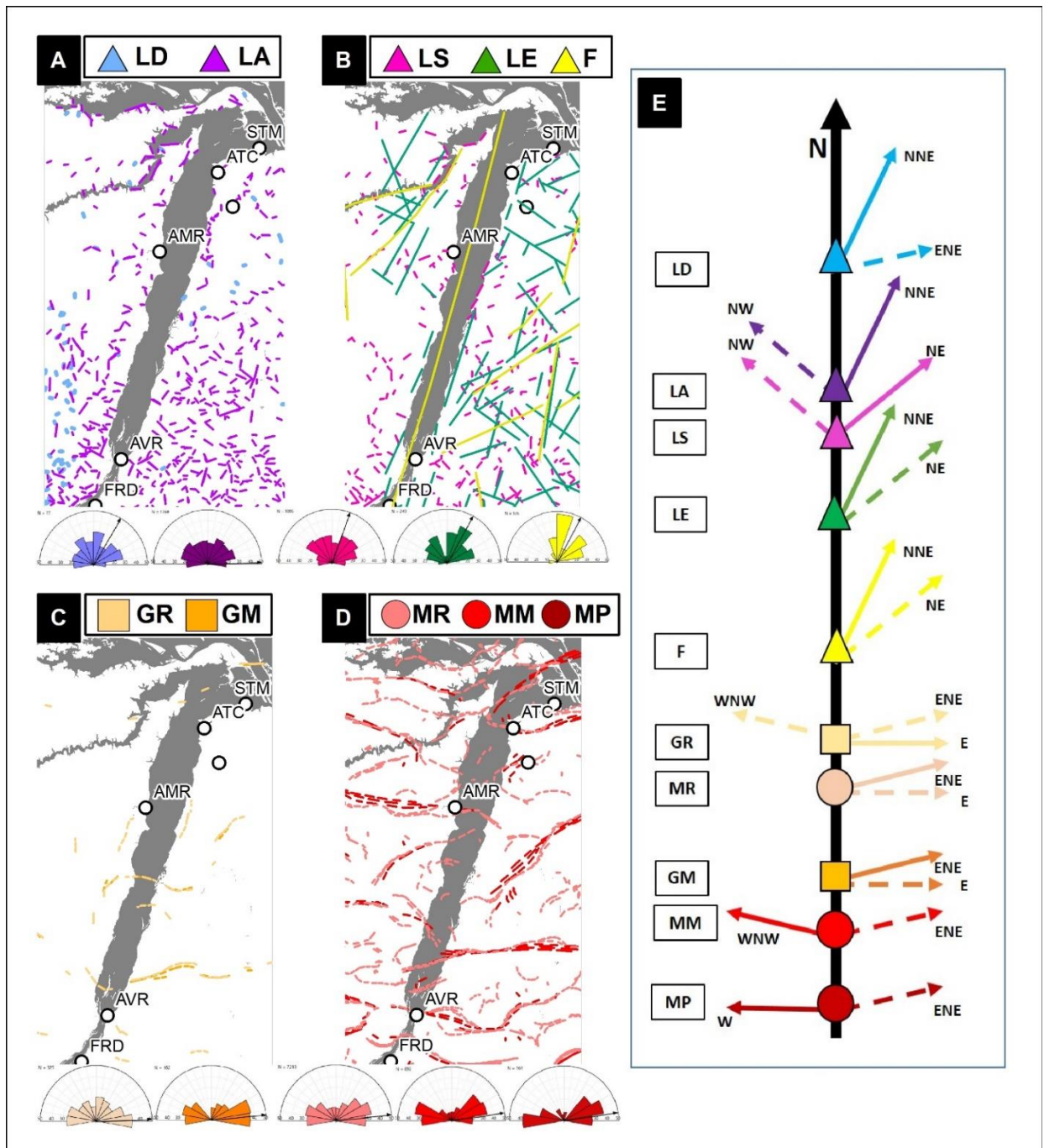


Figura 3.8 – Análise de lineamentos. A – Lineamentos de drenagem (LD) e relevo baseada em interpretação de imagem Aster (LA) B – Lineamentos de relevo e drenagem interpretados em imagem Sentinel 1 (LS), lineamentos estruturais (LE) e falhas (F) C – Lineamentos automáticos extraídos de linhas de gradiente em dados gravimétricos rasos (GR) e médios (GM); D - Lineamentos automáticos extraídos de linhas de gradiente em dados magnéticos rasos (MR), médios (MM) e profundos (MP); E – Síntese da distribuição dos lineamentos e direções principais (linha contínua) e secundárias (linha tracejada). Os diagramas de roseta apresentam as frequências em todas as direções. As cores indicam a qual conjunto estão relacionados

DISCUSSÃO

Estrutura e arranjo de blocos

A área de estudos apresenta um arranjo complexo de blocos estruturais, pouco evidentes na paisagem devido às atenuações favorecidas pela presença de materiais pouco consolidados em superfície sob influência de um clima quente e úmido. Os padrões de drenagem em planta estão entre os elementos que permitem investigar a estrutura subsuperficial do relevo, e indicam relações ativas entre os processos morfogenéticos atuais e estruturas profundas. Os dados analisados mostram a importância de duas destas estruturas no relevo atual, tendo como feição central a ria do Tapajós. A sul, a ria é limitada por uma falha com direção provável ENE, desde que considerado o prolongamento da falha FCS previamente mapeada por CPRM (2004). Tal falha é observada nos perfis sísmicos analisados e limita zonas distintas nos mapas magnéticos e gravimétricos. O conjunto destas informações permite sugerir a presença de um bloco alto existente no limite sul da ria do Tapajós, que estaria contida no bloco baixo. Próximo ao limite norte da ria, a partir da localidade de Amorim, observa-se uma transição entre unidades do relevo na margem direita do Tapajós que pode ser prolongada por dentro do canal, onde também há uma mudança na morfologia do leito, e se estende pelo canal do Igarapé do Amorim, um dos afluentes mais expressivos do Tapajós ao longo da ria, já na margem esquerda. Nós propomos a presença de uma estrutura orientada a NE marcando um limite de blocos neste ponto denominada Lineamento Amorim Belterra (LAB). Apesar de o traço correspondente ao LAB estar relativamente bem marcado especialmente nos dados de Anomalia Magnética e Gradiente Horizontal Total da gravimetria, a evidência que melhor contribui para a compreensão do arranjo estrutural neste trecho, vem dos perfis de poços analisados em conjunto com os relatórios de perfuração, onde é possível visualizar um soerguimento relativo do bloco norte (Alter do Chão) com relação ao bloco sul (Belterra).

Arranjos bem documentados em blocos já foram encontrados na bacia hidrográfica do Tapajós (TOCZEK *et al.*, 2019), a sul da área de estudos, a norte nas proximidades do Rio Branco, (CREMON *et al.*, 2016), na Bacia Sedimentar do Marajó (ROSSETTI e VALERIANO, 2007) e na bacia sedimentar do Parnaíba (CASTRO *et al.*, 2016). Na bacia sedimentar amazônica, este tipo de arranjo fora proposto por alguns autores com base principalmente em feições do relevo e drenagem, porém ainda pouco evidenciados em detalhe.

Desta maneira, é proposto um arranjo de blocos, onde a parte central da ria do Tapajós estaria disposta em um *gráben* com seus limites norte e sul orientados a NE, próximo as localidades de Amorim e Aveiro respectivamente. Trata-se de um modelo simplificado, uma vez que a análise dos dados permite identificar variações em menor escala, indicando um arranjo estrutural mais complexo que sugerimos que investigado a partir de dados primários. A figura 3.9 apresenta o arranjo proposto.

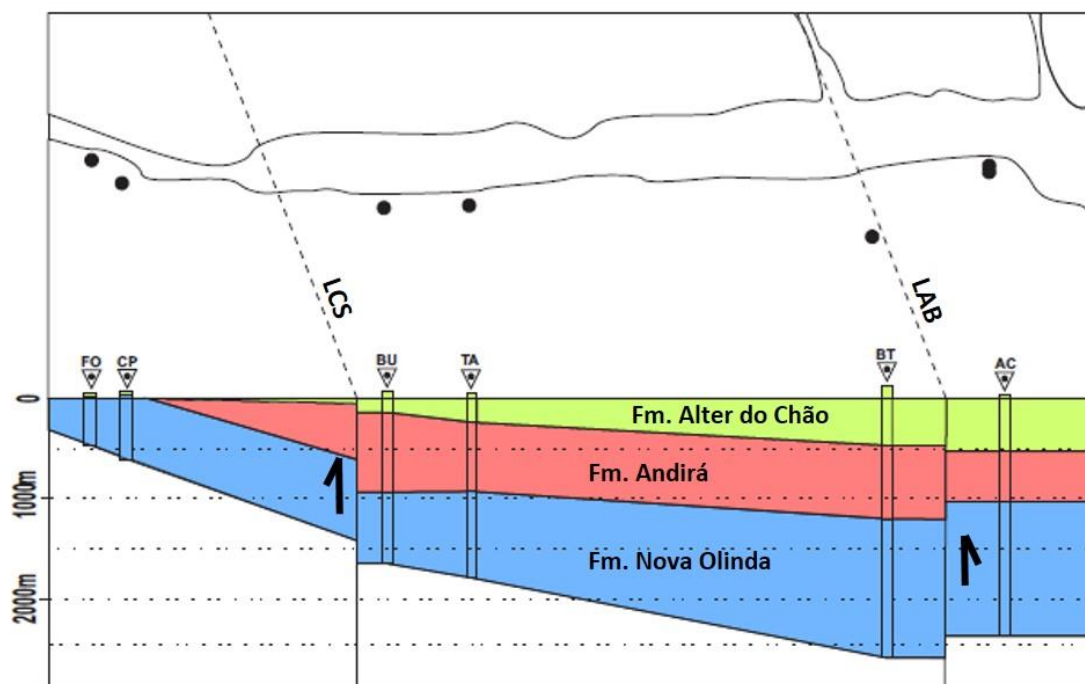


Figura 3.9 – Arranjo de blocos e lineamentos descritos neste trabalho.

Regime de esforços e direções principais

As direções NE, NNE e NW, encontradas para os conjuntos que representam feições mais superficiais, especialmente de drenagem e relevo, são concordantes com outros modelos propostos para a região. Costa *et al.* (2001) indicam que predominou durante o Quaternário um regime tectônico marcado pela formação de *grábens* com expressão regional orientados a NW e NNE. Na área de estudos a maior expressão deste sistema seria a própria ria do Tapajós considerada em seus limites leste e oeste, onde estaria condicionada por falhas normais de acordo com estes autores. O mapeamento regional (CPRM, 2004) considera a presença de uma falha ao longo da ria com esta mesma direção. As direções NW e NE são apontadas por Cordani *et al.* (1984) como

descontinuidades geotectônicas e estruturais do embasamento com atividade policíclica, possuindo “influência decisiva na elaboração do relevo e na implantação da rede hidrográfica”, além de estarem associadas com limites e movimentações entre blocos e eventos magmáticos ao longo da bacia. Santos *et al.* (2011) identificam eixos de deformação com as direções NW e NE em rochas cenozóicas na região de Itaituba, a sul da área de estudos, atribuídos a um stress no sentido E-W causado pelo soerguimento Andino.

O padrão identificado nos métodos potenciais, com orientação preferencial a ENE, WNW e E-W e associado com lineamentos mais profundos também encontra paralelos na literatura. A análise de lineamentos realizada por Miranda (1983) aponta a direção ENE como muito frequente na área de estudos, afetando tanto rochas do embasamento quanto da bacia, além de serem coincidentes com eixos de máximos e mínimos gravimétricos. Esta direção é interpretada como possíveis linhas de fraqueza do embasamento, reativadas em momentos distintos ao longo da evolução da bacia e condicionando a presença de linhas de charneira e falhas geradoras de *horsts* e *grabens*. A direção de lineamentos WNW, segundo o mesmo trabalho, tem expressão progressiva no sentido dos flancos da bacia, estando pouco representada onde a camada sedimentar é mais espessa, o que indica o aumento de sua frequência nas rochas do embasamento.

Santos *et al.* (2011) afirmam que as deformações encontradas no embasamento possuem orientação preferencial a ENE (fase D1) e que o primeiro regime deformacional registrado nas rochas paleozoicas gerou estruturas a WNW (fase D3). Bongiollo *et al.* (2012) também identificam uma expressão importante nas direções WNW, ENE e E-W em estruturas mais profundas, a partir da extração de lineamentos de mapas potenciais.

As falhas a ENE consideradas neste trabalho, LAB e LCS estão perpendiculares ao eixo de tensão medido para a BSA, o que é condizente com um modelo de movimentação recente por reativação de estruturas antigas. O padrão de *stress* principal ao longo da bacia amazônica está orientado a N-S variando a NW-SE (RICCOMINI e ASSUMPÇÃO, 1999; ASSUMPÇÃO *et. al.*, 2016). A discrepância com o padrão encontrado na maior parte do continente sulamericano (compressivo com eixo E-W) pode ser explicada por fatores locais (HEIDBACH *et. al.*, 2007). Zobach e Richardson (1996) sugerem que esta mudança local seja reflexo da atuação de forças flexurais associadas com a presença dos altos gravimétricos alinhados com o eixo da BSA, como o

identificado neste trabalho. Meijer (1992) atribui este *stress* como resultante de esforços compressivos entre a placa do caribe, o bloco norte-andino e a placa sulamericana.

Os dois conjuntos de lineamentos identificados em superfície, próximos ao eixo N-S, e em profundidade pelos dados potenciais, mais abertos e próximos ao eixo E-W parecem indicar o seguinte modelo. Grandes estruturas, relativamente recentes, direcionadas especialmente a NNE, NE e NW condicionam o relevo na área de estudos e são concordantes com lineamentos em escala regional. Trechos retilíneos de drenagem, incluindo a ria do Tapajós respondem a este conjunto, que já fora apontado por Miranda (1982), Costa *et al.* (2001), Rossetti (2014). Simultaneamente, um conjunto mais discreto, na área de estudos, mas com forte expressão em escala regional, caracterizado por ângulos mais abertos e associado com estruturas profundas aparece com grande importância na delimitação de blocos estruturais, como os apresentados neste trabalho. Este conjunto é bem marcado nos dados potenciais, aumenta em frequência no sentido das bordas da bacia, à medida que aumenta a influência do embasamento, e tem resposta tanto na forma geral da bacia, quanto no curso principal do Amazonas e de seus principais afluentes. Se considerarmos o padrão conhecido de stress a nível regional, é possível considerar que estas estruturas mais antigas, estejam ou passaram por processo de reativação recente, conforme indica a presença da estrutura em flor ao longo do perfil sísmico PC, e outros elementos morfológicos levantados neste trabalho.

Expressão no relevo em escala local e regional

Os dados apresentados evidenciam relações muito próximas entre o relevo e elementos da crosta, ligados à sua história evolutiva, dinâmica e materiais constituintes. Estas relações se tornam mais explícitas em algumas zonas, como no limite sul da ria do Tapajós, na zona de influência do LAB e no domo de Aveiro.

O limite sul da ria do Tapajós (Figura 3.10 A), é concordante com um alto valor de anomalia magnética (Fig. 3.10 C), enquanto a feição quase em sua totalidade se encontra em um alto gravimétrico amplo (Fig. 3.10 B), contido na parte central da BSA (NUNN e AIRES, 1988). O lineamento Curuá do Sul (LCS) limita estes conjuntos que podem ser caracterizados morfológicamente pela transição entre a ria, e o trecho à montante com canal mais estreito. Ao longo da ria o vale é bem encaixado, com canal retilíneo com largura média de cerca de 15 km. À montante tem se vales abertos,

especialmente na zona de deposição de sedimentos cenozoicos, canal tendendo a meandrante com a presença de elementos de planície como lagos e várzeas, e largura média por volta de 5 km. O Lineamento Amorim-Belterra (LAB) mostrado na figura D-E, possui forte expressão geomorfológica, tanto no desenvolvimento do amplo vale do Igarapé do Amorim (Fig. 3.10 D), que possui como resposta deposicional o leque aluvial identificado neste trabalho (Leque do Amorim, Fig. 3.10 F). Este lineamento marca ainda uma transição muito clara na morfologia do canal do Tapajós, passando de um padrão mais assimétrico e encaixado até a figura 3.10 F, a um canal mais amplo, simétrico e com maiores profundidades médias a partir de 3.10 G. Esta mudança na forma representa dinâmicas sedimentares e hidrológicas distintas, associadas em grande parte com a transição para um trecho de foz, com maior influência do Amazonas, especialmente durante a estação de águas baixas no Tapajós (PARK e LATRUBESSE, 2014; BERTASSOLI JR. *et al.*, 2017; MEDEIROS FILHO *et al.*, 2016; FREITAS *et al.*, 2017; FRICKE *et al.*, 2017). Este lineamento marca também a transição entre dois compartimentos do relevo na margem esquerda do Tapajós, o Planalto de Belterra e o Terraço de Santarém apresentados na figura 3.10 E-H (DE MEIS, 1968; BRASIL, 1976; IBGE, 2019). A expressão do LAB nos produtos aerogeofísicos é mais sutil (Fig 3.10 I, J), apesar de bem marcada em determinados limites, como na borda do alto magnético ilustrado na figura 3.10 J.

O Domo de Aveiro (fig.3.10 K) apresenta morfologia característica de anticlinal, com padrões de drenagem radiais dissecando o domo em exumação. A gênese estrutural desta feição, em confirmação à proposta de Miranda (1982) e ao modelo regional apresentado por Neves (1990) e Costa *et al.* (2001) é muito evidente nos produtos aerogeofísicos, sendo marcada pela presença de uma alta variação no gradiente gravimétrico (fig. 3.10 L,) e altos sinais magnéticos especialmente ao longo dos vales mais dissecados, indicando a presença de um material com alta magnetização nas camadas inferiores. A idade de deformação do domo de Aveiro e de outras estruturas associadas (anticlinais assimétricos com falhas reversas) está situada no Cretáceo Inferior (NEVES, 1990; COSTA *et al.*, 2001).

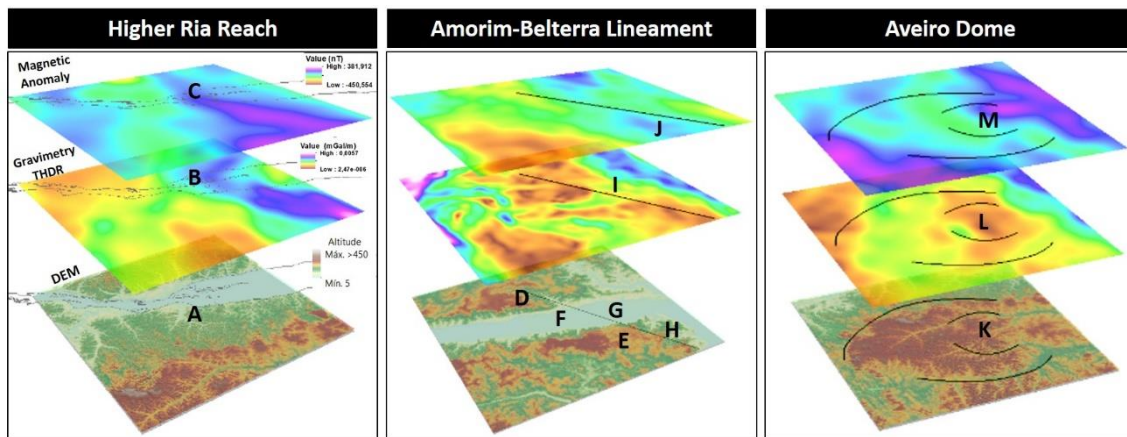


Figura 3.10 – Assinaturas magnéticas e gravimétricas do relevo no alto trecho da ria do Tapajós, ao longo do Lineamento Amorim Belterra e no Domo de Aveiro. Ver texto para explicações.

As falhas encontradas neste trabalho podem ser consideradas lineamentos regionais de grande escala, conforme observado na figura 3.11. A direção projetada destas estruturas na BSA mostra paralelos no relevo e na drenagem, limitando compartimentos muito extensos, como a planície amazônica nas porções sudoeste e noroeste. É interessante notar que a projeção da falha Curuá do Sul, que corresponde ao limite sul da ria do Tapajós, é concordante com o limite norte da ria do Xingu. Esta e outras relações entre estas estruturas e o relevo ao longo destes lineamentos devem ser investigadas em escala de maior detalhe.

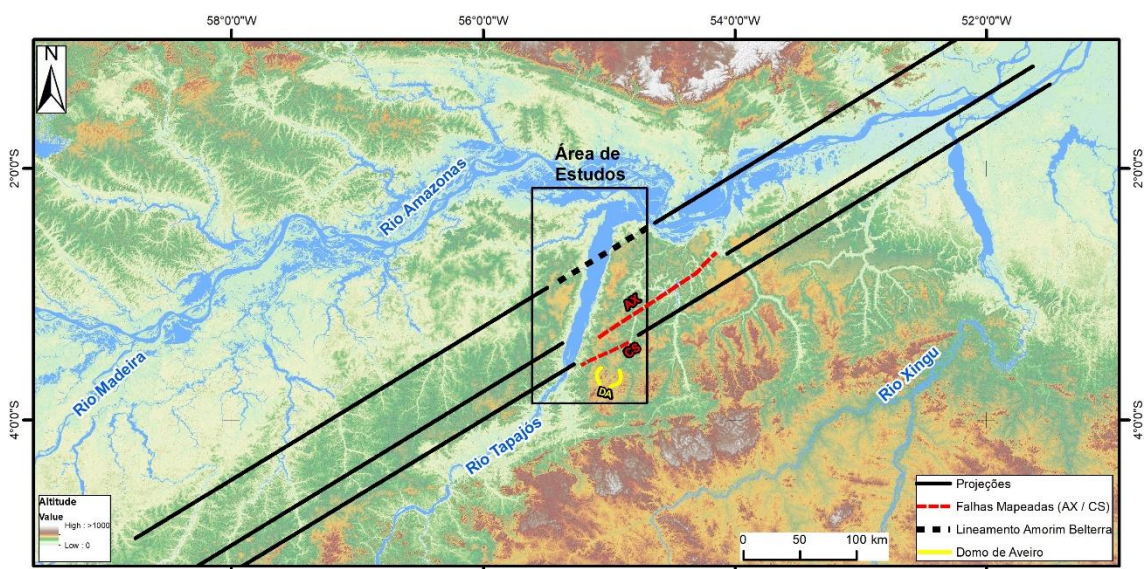


Figura 3.11 Expressão regional do lineamento Amorim-Belterra (a norte) e do sistema Abacaxis-Curuá do Sul, entre os rios Madeira e Xingu. A direção NE aparece muito bem marcada no controle do relevo e da drenagem a nível regional. Dentro da área de estudos a direção NNE aparece no controle do trecho em ria e do Domo de Aveiro.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

A área de estudos possui evidências de controle estrutural ao longo do canal do Tapajós possivelmente condicionando a extensão e forma do canal do trecho em ria, e em áreas de terra firme adjacentes. A zona de transição entre o canal mais encaixado nas proximidades de Aveiro e do trecho em ria é caracterizada geologicamente pela presença de domos estruturais, bem marcados pelos métodos geofísicos empregados e com clara expressão no relevo, o que é evidenciado pela análise morfoestrutural. Este limite é marcado por falhas identificadas nos perfis sísmicos, que propomos que sejam um prolongamento de uma falha mapeada à NE, com a mesma direção do “*trend* Curuá do Sul”, descrito por Neves (1990). Dessa maneira, propomos um prolongamento da falha já mapeada pelas encontradas nas linhas sísmicas e denominamos este conjunto, incluindo seu prolongamento como “Lineamento Curuá do Sul” (LCS), como feição limitante da ria a sul. Na parte norte da área de estudos, é proposta a existência de um lineamento entre as localidades de Amorim e Belterra (LAB) condicionando a forma do canal do Tapajós e os relevos adjacentes em terra firme, inclusive limitando diferentes unidades geomorfológicas e blocos estruturais distintos. Este lineamento, alinhado a NE-SW, está associado ainda com uma drenagem importante ao longo da ria (Igarapé do Amorim) e com a presença de um leque aluvial parcialmente submerso, identificado através da análise do modelo digital de elevação do canal. Estes elementos em conjunto com os dados geofísicos e geológicos nos permitiram propor um modelo de arranjo de blocos ao longo da área de estudos.

A análise de lineamentos apresentou dois padrões distintos e complementares entre si. Os dados relativos a feições de subsuperfície, interpretados a partir de linhas de gradiente extraídas dos mapas potenciais e atribuídas a diferentes profundidades, apresentam variação prioritária em torno do eixo E-W, com feições alinhadas a ENE e WNW, concordante com os padrões encontrados no embasamento e progressivamente mais frequentes no sentido das bordas da bacia. Os dados relativos a falhas mapeadas, e lineamentos de relevo e drenagem apresentam como direções predominantes NE e NNE, com NW subordinada, atribuídas por outros autores (COSTA *et al.*, 2001; ROSSETTI, 2014) a regimes de tensão mais recentes, possivelmente ativos até o Quaternário. Vale ressaltar que as feições mais marcantes de relevo e drenagem na área de estudos, como o Planalto de Belterra e os vales dos rios Tapajós, Curuá-Una e Arapiuns mostram forte

controle ao longo destas direções. Vale ressaltar ainda, que os vetores médios de todos os conjuntos de dados analisados, incluindo os métodos potenciais são também concordantes com estas direções.

A metodologia utilizada, com base na integração de dados sem custo, de acesso relativamente simples e já pré-processados, apresentou resultados muito satisfatórios, com expressão local e regional, e pode ser replicada em outras áreas da Amazônia de modo a se testar a validade das estruturas aqui descritas (LAB e LCS) e investigar a interação entre outros elementos crustais e as formas do relevo. O levantamento de evidências tão concisas sobre a presença de controle estrutural ao longo da ria do Tapajós, abre espaço para que os modelos de formação de rias fluviais na Amazônia, normalmente associados com a transgressão marinha holocênica, sejam agregados em complexidade, devendo ser considerado também em qual extensão tais feições refletem o arranjo da crosta. A presença de elementos do relevo recente em interação com estruturas profundas, como na morfologia do canal do Tapajós, e elementos estruturais interpretados por outros autores como de idade terciária, como a estrutura em flor identificada no perfil sísmico PC, indica reativação de estruturas profundas em acordo com o padrão de esforços medido para a bacia sedimentar amazônica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. **Köppen's climate classification map for Brazil**. Meteorologische Zeitschrift 22: 711-728. 2013.

ANP – AGÊNCIA NACIONAL DO PETRÓLEO. **Levantamento Aerogeofísico para a Identificação de Áreas com Ocorrência Potencial de Petróleo e Gás nas Bacias do Amazonas, Marajó e Adjacências**. Relatório Geral de Operações. São Paulo, 178 p. 2008.

ASSUMPÇÃO, M., DIAS, F. L., ZEVALOS, I., NALIBOFF, J. B. **Intraplate stress field in South America from earthquake focal mechanisms**. *Journal of South American Earth Sciences*, **71**, 278– 295, 2016.

BALAN, E.; ALLARD, T.; FRITSCH, E.; SÉLO, M.; FALGUÈRES, C.; CHABAUX, F.; PIERRET, M-C.; CALAS, G. **Formation and evolution of lateritic profiles in the**

middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 69, No. 9, 2193-2204. 2005.

BERTASSOLI JR, D. J.; SAWAKUCHI, A. O.; SAWAKUCHI, H. O.; PUPIM, F. N.; HARTMANN, G. A.; MCGLUE, M. M.; CHIESSI, C. M.; ZABEL, M.; SCHEFUß, E.; PEREIRA, T. S.; SANTOS, R. A. **The fate of carbon in sediments of the Xingu and Tapajós clearwater rivers, eastern Amazon.** *Frontiers in Marine Sci.* 4, article 44. 2017.

BLAKELY, R. J. **Potential theory in gravity and magnetic applications.** Cambridge, Cambridge University Press, 437 p. 1995.

BOMFIM, E., BRAITENBERG, C., MOLINA, E. **Mutual evaluation of global gravity models (EGM2008 and GOCE) and terrestrial data in Amazon Basin, Brazil.** *Geophys. J. Int.*, 2013. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt283>.

BONGIOLO, A. B. S.; FERREIRA, F. J. F. **Evaluation of enhancement techniques of magnetic anomalies applied to structural interpretation of the itaituba region, state of Pará - Brazil.** *Revista Brasileira de Geofísica* (impresso), v. 30, p. 373-388, 2012.

BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAM BRASIL, Folha SA-21. Santarém. Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra.** Rio de Janeiro. 522p., ilust tab., 7 mapas (Levantamento de Recursos Naturais), 1976.

BURBANK, D. W.; ANDERSON, R. S. **Tectonic Geomorphology.** Blackwell Publishing, 274 p. 2001.

CAPUTO M.V., SOARES E.A.A. **Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the transcontinental Amazon River drainage system.** *Braz J Geol.* 46(2) : 301-28, 2016.

DE CASTRO, D. L., BEZERRA F.H.R., FUCK R. A., VIDOTTI R.M. **Geophysical evidence of pre-sag rifting and post-rifting fault reactivation in the Parnaíba basin, Brazil.** *Solid Earth*, 7, 529–548, 2016. doi:10.5194/se-7-529-2016

CORDANI, U. G.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ-FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano**

com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Rio de Janeiro: Petrobras, 70 p. Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de petróleo, 15. 1984.

COSTA, J. B. S.; HASUI, Y.; BEMERGUY, R. L.; SOARES-JÚNIOR, A. V.; VILLEGAS, J. **Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil.** Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 74, n. 3, p. 519-53, 2002.

CPRM – SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo: sistema de informações geográficas. Folha SA.21 Santarém.** Brasília: CPRM CD-ROM. Programa Geologia do Brasil, 2004.

CREMON, E. H., ROSSETTI, D. F., SAWAKUCHI, A. O. M., COHEN, C. L. The role of tectonics and climate in the late Quaternary evolution of a northern Amazonian River. *Geomorphology* 271, 22–39. 2016.

CUNHA, P. R. C.; GONZAGA, F. G.; COUTINHO, L. F. C.; FEIJÓ, F. J. **Bacia do Amazonas.** Boletim de Geociências da Petrobras, 8(1): 47–67. 1994.

FERREIRA, F. J. F.; SOUZA, J.; BONGIOLO, A. B. S.; de CASTRO, L. G. **Enhancement of the total horizontal gradient of magnetic anomalies using the tilt angle.** *Geophysics*, v. 78, p. J33–J41, 2013. doi:10.1190/geo2011-0441.1.

FRANZINELLI, E. **Características morfológicas da confluência dos rios Negro e Solimões (Amazonas, Brasil).** *Revista Brasileira de Geociências*, p. 587-596, 2011

FREITAS, P. T. A.; ASP, N. E.; SOUZA-FILHO, P. W. M.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; SILVA, M. S. **Tidal influence on the hydrodynamics and sediment entrapment in a major Amazon River tributary - lower Tapajós River.** *J. South Am. Earth Sci.* 79, 189e201. 2017.

FRICKE, A. T.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; NOWACKI, D. J.; ASP, N. E.; SOUZA FILHO, P. W. M.; DA SILVA, M. S.; JALOWSKA, A. M. **River tributaries as sediment sinks: processes operating where the Tapajós and Xingu rivers meet the Amazon tidal river.** *Sedimentology*. 2017. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12372>.

FRICKE, A. T.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; NOWACKI, D. J.; ASP, N. E.; SOUZA FILHO, P. W. M. **Morphology and dynamics of the intertidal floodplain along the Amazon tidal river.** *Earth Surface Processes and Landforms*. 2019. doi:10.1002/esp.4545.

- GOUDIE, A. **Rias: Global distribution and causes.** Earth. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.009>
- HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. U. S. Geological Survey, **Journal Research**, Washington, v. 4, n. 1. p. 421-429, 1973.
- HASUI, Y. **Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil.** In: Workshop neotectônica e sedimentação continental cenozóica no sudeste brasileiro, Belo Horizonte, MG, Brasil, SBG, p. 1-31. 1990.
- HEIDBACH, O., REINECKER, J., TINGAY, M., MÜLLER, B., SPERNER, B., FUCHS, K., WENZEL, F. **Plate boundary forces are not enough: Second- and third-order stress patterns highlighted in the World Stress Map database.** Tectonics, 26, TC6014, 2007. doi:10.1029/2007TC002133.
- HENDERSON, R. G.; ZIETZT, I. **The Upward Continuation of Anomalies in Total Magnetic Intensity Fields.** Geophysics, v. 14, p. 517–534. 1949.
- HERGARTEN, S.; ROBL, J.; STÜWE, K. **Tectonic geomorphology at small catchment sizes – extensions of the stream-power approach and the χ method.** Earth Surf. Dyn.4 (1), 1–9. 2016. <https://doi.org/10.5194/esurf-4-1-2016>.
- HOLBROOK, J.; SCHUMM, S. A. **Geomorphic and sedimentary response of rivers to tectonic deformation: a brief review and critique of a tool for recognizing subtle epeirogenic deformation in modern and ancient settings.** Tectonophysics 305, 287e306. 1999.
- HORNBY, P.; BOSCHETTI, F.; HOROWITZ, F. G. **Analysis of potential field data in the wavelet domain.** p. 175–196. 1999.
- HOWARD, A. D. **Drainage analysis in geologic interpretation: a summation.** The Amer. Assoc. of Petr. Geol., v.51, n.11, p.2246-2259. 1967.
- HURST, M. D.; GRIEVE, S. W. D.; CLUBB, F. J.; MUDD, S. M. **Detection of channel-hillslope coupling along a tectonic gradient.** Earth and Planetary Science Letters, Volume 522. 2019.
- IBANEZ, D. M.; RICCOMINI, C.; MIRANDA, F. P. **Geomorphological evidence of recent tilting in the central Amazonia region.** Geomorphology 214, 378e387. 2014b.

IBANEZ, D. M.; ALMEIDA-FILHO, R.; MIRANDA, F. P. **Analysis of SRTM data as an aid to hydrocarbon exploration in a frontier area of the Amazonas sedimentary Basin, northern Brazil.** Marine and Petroleum Geology, Volume 73. Pages 528-538. 2016.

IBGE (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA). **Base Cartográfica Contínua do Brasil 1: 250 000 – BC250.** 3ª Ed. - versão digital com banco de dados geográfico. Instituto Brasileiro de Geografia e estatística – IBGE: Rio de Janeiro. 2017.

IBGE (INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA)). **Compartimentos de Relevo do Brasil (1:250.000).** Diretoria de Geociências, Coordenação de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 2019. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/geomorfologia/24252-macrocaracterizacao-dos-recursos-naturais-do-brasil.html?=&t=acesso-ao-produto>>. Acesso em: ago. 2019.

LATRUBESSE, E. **Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record.** Earth-Science Reviews, v.146, p.1-30, 2015.

MEDEIROS FILHO, L. C.; LAFON, J. M.; SOUZA FILHO, P. W. M. **Pb-Sr-Nd isotopic tracing of the influence of the Amazon River on the bottom sediments in the lower Tapajós River.** J. S. Am. Earth Sci. 70, 36e48. 2016.

MEIJER, P. T., M. J. R. WORTE. **The dynamics of motion of the South American plate.** J. Geophys. Res., 97, 11,915-11,9321, 1992.

MIRANDA, F. P.; BOA HORA, P. P. **Morphostructural analysis as an aid to hydrocarbon exploration in the Amazonas Basin, Brazil.** J. Petrol. Geol. 9, 163e178. 1986.

MIRANDA, F. P. **Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas.** Boletim Téc. Petrobras, 26(4):268-291. 1983.

NABIGHIAN, M. N.; ANDER, M. E.; GRAUCH, V. J. S.; HANSEN, R. O.; LAFEHR, T. R.; LI, Y.; PEARSON, W. C.; PEIRCE, J. W.; PHILLIPS, J. D.; RUDER, M. E. **Historical development of the gravity method in exploration.** Geophysics, v. 70, p. 63ND. 2005a. doi:10.1190/1.2133785.

NABIGHIAN, M. N.; GRAUCH, V. J. S.; HANSEN, R. O.; LAFEHR, T. R.; LI, Y.; PEIRCE, J. W.; PHILLIPS, J. D.; RUDER, M. E. **The historical development of the magnetic method in exploration.** Geophysics, v. 70, p. 2005b. 33ND-61ND, doi:10.1190/1.2133784.

NEVES, C. A. O. **Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas.** Boletim de Geociências da Petrobras, 4:95-103. 1990.

NOGUEIRA, A. C. R.; SARGES, R. R. **Characterization and genesis of waterfalls of the Presidente Figueiredo region, northeast State of Amazonas, Brazil.** An Acad Bras Ciênc 73: 287-301. 2001.

NUNN, J.A., AIRES, J.R. **Gravity anomalies and flexure of the lithosphere at the middle Amazon basin, Brazil.** J. Geophys. Res. 93, 415e428, 1988. <http://dx.doi.org/10.1029/JB093iB01p00415>.

PARK, E., LATRUBESSE, E.M. **Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data.** Remote Sensing of Environment, v. 147, p. 232–242, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.013>.

PETROBRAS – EMPRESA BRASILEIRA DE PETRÓLEO S.A. **Relatório de Perfuração do Poço Alter do Chão.** Relatório Interno. Rio de Janeiro, 1955.

PETROBRAS – EMPRESA BRASILEIRA DE PETRÓLEO S.A. **Relatório de Perfuração do Poço Tapaiuna.** Relatório Interno. Rio de Janeiro, 1957.

PETROBRAS – EMPRESA BRASILEIRA DE PETRÓLEO S.A. **Relatório de Perfuração do Poço Cupari 2.** Relatório Interno. Rio de Janeiro, 1961.

PETROBRAS – EMPRESA BRASILEIRA DE PETRÓLEO S.A. **Relatório de Perfuração do Poço Buiussu.** Relatório Interno. Rio de Janeiro, 1964a.

PETROBRAS – EMPRESA BRASILEIRA DE PETRÓLEO S.A. **Relatório de Perfuração do Poço Fordlândia 1.** Relatório Interno. Rio de Janeiro, 1964b.

PETROBRAS – EMPRESA BRASILEIRA DE PETRÓLEO S.A. **Relatório de Perfuração do Poço Belterra 1A.** Relatório Interno. Rio de Janeiro, 1985.

QUEIROZ, G.L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. **AzimuthFinder: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural**. Revista Geologia USP, Série Científica, 14(1): 6-80. 2014.

RAYMOND, D.; DEFFONTAINES, B.; RUDANT, J. P.; ELION, P.; ANDRIEUX, J. **Morphostructural analysis, radar and SPOT image interpretation as tool for petroleum exploration: an example from the Gabian-Pézenas area (Hérault, South France)**. Int. J. Remote Sens. 15, 2469e2479. 1994.

RICCOMINI C., ASSUMPÇÃO M. **Quaternary tectonics in Brazil**. Episodes, 22(3): 221-225. 1999.

ROEST, W. R. **Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal**. Geophysics, v. 57, p. 116. 1992. doi:10.1190/1.1443174.

ROSSETTI, D.F., VALERIANO, M.M. **Evolution of the lowest amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data**. Catena 70: 253-265, 2007.

ROSSETTI, D. F. **The role of Tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil Amazonian landscape**. An. Earth – Science Reviews 82, 362–389. 2014.

ROY, S.; SAHU, A. S. **Quaternary tectonic control on channel morphology over sedimentary low land: A case study in the Ajay-Damodar interfluvium of Eastern India**. Geoscience Frontiers, 6, 19. 2015.

SAADI, A. **Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares**. Geonomos, v.1, n.1, p.1-5, 1993.

SANTOS, T. B.; MANCINI, F.; ROSTIROLLA, S. P.; BARROS, C. E. M.; SALAMUNI, E. **Registro da deformação pós-paleozoica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (PA)**. Revista Brasileira de Geociências. v. 41, n. 1, p. 95-107. 2011.

SILVA, C. L.; MORALES, N.; CRÓSTA, A. P.; COSTA, S. S.; JIMENEZ-RUEDA, J.

R. **Analysis of tectonic-controlled fluvial morphology and sedimentary processes of the western Amazon basin: an approach using satellite images and digital elevation model**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Vol.79, n.4, p.693-711. 2007.

- SINHA, R.; JAIN, V.; PRASAD BABU, G.; GHOSH, S. **Geomorphic characterization and diversity of the rivers of the Gangetic plains.** *Geomorphology*, 70, 207–225. 2005.
- SKEELS, D.C. **Ambiguity in Gravity Interpretation.** *Geophysics*, v. 12, p. 43. 1947. doi:10.1190/1.1437295.
- SOARES, P. C.; FLORI, A. P. **Lógica e sistemática na análise e interpretação de fotografias aéreas em geologia.** *Notícia Geomorfológica*, 16 (32): 107-21. 1976.
- SPECTOR, A.; GRANT, F. S. **Statistical models for interpreting aeromagnetic data.** *Geophysics*, v. 35, p. 293–302. 1970.
- STERNBERG, H. O. **Vales tectônicos na planície Amazônica?** *Revista Brasileira de Geografia*, v. 12: 513-533. 1950.
- TOCZECK, A. SCHMITT, R.S.; BRAGA, M.A.S; MIRANDA, F.P. **Tectonic evolution of the Paleozoic Alto Tapajós intracratonic basin - A case study of a fossil rift in the Amazon Craton.** *Journal of South American Earth Sciences*, V. 94, 2019. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102225>.
- TRAVASSOS, W. A. S.; BARBOSA FILHO, C. M. **Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas.** *Boletim Geoc. Petrobras*, 4(3):299-314. 1990.
- TRICART, J. L. F. **Tipos de planícies aluviais e leitos fluviais na Amazônia Brasileira.** *Revista Brasileira de Geografia*, v. 2, p. 3-38, 1977.
- WANDERLEY FILHO, J. Q. **Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua relação com o embasamento.** Master dissertation, Universidade Federal do Pará (UFPA), 125 p. 1991.
- ZOBACK, M.L., RICHARDSON, R.M. **Stress perturbation associated with the Amazonas and other ancient continental rifts.** *J. Geophys. Res.* 101, 5459–5475. 1996.

4 CLASSIFICAÇÃO GEOMORFOMÉTRICA DO CANAL NO BAIXO TAPAJÓS COM BASE EM VARIÁVEIS DE PERFIL TRANSVERSAL

De Cortes, J. P. S., Fraga, R., Luvizotto, G. L.

INTRODUÇÃO

O sistema hidrográfico da Amazônia compreende cinco dos vinte maiores rios do mundo em termos de vazão média (LATRUBESSE, 2015), configurando uma região altamente importante em relação à disponibilidade de recursos hídricos, extremamente diversificada e complexa do ponto de vista geomorfológico, e ainda pouco conhecida. O rio Tapajós pode ser destacado como um dos principais afluentes do Amazonas em seu baixo trecho, normalmente considerado a partir da localidade de Óbidos. Estima-se que 1% da água doce do planeta esteja associada à bacia do Tapajós (FREITAS *et al.*, 2017), que flui para a Amazônia em uma complexa zona de confluência (lago Tapajós) que inclui um vale afogado com cerca de 160 km a montante no canal (a ria do Tapajós).

As rias fluviais estão entre as feições mais estudadas do relevo amazônico (GOUROU, 1949; SIOLI, 1984; TRICART, 1977; ARCHER, 2005; entre outras). São vales afogados, localizados nos baixos trechos dos principais afluentes (Negro, Tapajós, Xingu, Tocantins), caracterizados por um aumento abrupto da largura do canal, forma retilínea e comportamento hidrológico e sedimentar específico. A origem dessas características, tal qual acontece com as rias costeiras (*strictu sensu*) (COTTON, 1956; GOUDIE, 2017), está associada a transgressões marinhas durante o Holoceno (TRICART, 1977; BERTANI *et al.*, 2014) e, eventualmente, a controles estruturais (BRASIL, 1976; CPRM, 2004; COSTA *et al.*, 2001).

Estudos geomorfológicos sobre o baixo Tapajós costumam abordar dois grupos principais de questões. Primeiramente, há questões relacionadas à gênese e evolução da ria e dos terrenos adjacentes (IRION *et al.*, 2006; IRION *et al.* 2010). Mais recentemente, autores têm investigado padrões hidrológicos e sedimentológicos, a fim de compreender melhor as interações ao longo do sistema Amazonas-Tapajós-Oceano, em operação principalmente na área do lago Tapajós. Esses estudos revelaram uma dinâmica complexa na área, como a distribuição de sedimentos em suspensão (PARK e LATRUBESSE,

2014) composição geoquímica e de minerais (BERTASSOLI Jr. *et al.*, 2017) taxas de sedimentação (IRION *et al.*, 2006; FRICKE *et al.*, 2017; FRICKE *et al.*, 2019). Parâmetros hidrológicos também foram revelados, como Freitas *et al.* (2017) que detectaram no rio Tapajós o efeito de maré mais distante do oceano já registrado no planeta, a quase 1100 km da foz do Amazonas, no Atlântico. Estudos dessa natureza podem ser fundamentais em um contexto em que projetos de intervenção estão em estágios avançados em todo o sistema amazônico e na bacia do rio Tapajós, a fim de aumentar a navegabilidade e explorar seu potencial hidrelétrico (FEARNSIDE, 2015; MOHOR *et al.* 2015).

Entre as etapas da investigação científica, a etapa de classificação é considerada uma etapa primordial, na qual um dos objetivos seria agrupar os fatos de acordo com características comuns, fornecendo uma “base regional” para observações sistemáticas (MATHER, 1972). Os modelos de classificação da ria e do canal do Tapajós são apresentados nos principais trabalhos que consideram o rio ao longo de seu perfil longitudinal, com base em diferentes critérios (BERTASSOLI JR. *et al.*, 2016; MEDEIROS FILHO *et al.*, 2016; FREITAS *et al.*, 2017; FRICKE *et al.*, 2017). Essa diversidade de proposições dificulta uma análise integrada dos resultados. Por outro lado, a existência de um sistema de classificação com critérios bem definidos permite que as partes ou regiões sejam investigadas em detalhes e em sua interação com as outras regiões.

O uso de ferramentas estatísticas para classificação, tratamento de dados e formulação de hipóteses em geomorfologia fluvial foi relegado para um nível secundário, em parte devido a uma trajetória fortemente ligada a uma abordagem histórico-descritiva (CLEMÉNT e PIEGAY, 2003). Esses autores também mencionam uma forte influência das ciências físicas, o que levou à adoção de modelos mecanicistas para explicar os fenômenos geomorfológicos. Os métodos estatísticos, no entanto, podem estabelecer relações anteriormente não consideradas válidas, o que pode ser importante na formulação de uma teoria satisfatória, enquanto os testes estatísticos podem contribuir para comprovar a validade da teoria elaborada (KING, 1996). Entre os métodos estatísticos comumente usados para obter classificações, os métodos de agrupamento e redução de dimensões permitem que estruturas internas sejam exploradas nos dados, apresentando partições com características diferentes (VALENTINE e KALNINS, 2016). Abordagens semelhantes foram empregadas para avaliar os impactos de intervenções em

grandes canais fluviais de rios (KNOX e LATRUBESSE, 2016), estratégias de restauração e identificação de habitats (BIZZI e LERNER, 2012) e caracterização dos trechos em maior detalhe (ORLOWSKI *et al.*, 1995). As vantagens desse tipo de abordagem incluem maior objetividade e replicabilidade no estágio de segmentação (MARTINEZ-FERNANDES, 2019) e redução de custos, possibilitando a investigação de sistemas fluviais em nível regional (PHILLIPS e DESLOGES, 2015) e até nacional (GAUCHEREL *et al.*, 2017).

O objetivo deste trabalho é propor uma classificação geomorfológica do canal do Baixo Tapajós, incluindo sua ria. Para isso, é utilizado um tratamento estatístico de variáveis morfométricas primárias e fáceis de quantificar. A análise de cluster DAPC é usada pela primeira vez em geomorfologia fluvial, integrada às técnicas de geoprocessamento e sensoriamento remoto. As classes encontradas (trechos do canal) são discutidas em relação à coerência com padrões hidrossedimentológicos conhecidos, e uma contribuição ao modelo de evolução da ria durante o Holoceno é proposta com base na morfologia e variação do índice de assimetria do canal (KNIGHTON, 1982). O sistema de classificação apresentado pode ser usado para direcionar investigações futuras e estratégias de planejamento e gerenciamento de recursos hídricos na região do Baixo Tapajós.

MATERIAIS E MÉTODOS

Geomorfometria do canal e extração de variáveis geomorfológicas

A área de estudos compreende um trecho de 200 km no baixo rio Tapajós, desde sua foz, nas proximidades da cidade de Santarém, até a localidade de Fordlândia, contemplando de jusante à montante, os 40 km do Lago Tapajós, os cerca de 120 km de canal largo que juntamente com a área do lago contemplam a Ria do Tapajós, e 40 km de canal mais estreito, entre as localidades de Aveiro e Fordlândia (Figura 4.1). Com variáveis ambientais relativamente homogêneas, a área apresenta clima tropical quente e úmido do tipo AM pela classificação de Koppen (ALVARES *et al.*, 2013). Em termos hidrológicos o rio Tapajós possui uma vazão que varia entre $4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ e $30000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (BERTASSOLI JR. *et al.*, 2017) o que corresponde a cerca de 1% da água doce que chega aos oceanos globalmente (FREITAS *et al.*, 2017). A geologia ao longo do canal é representada por rochas siliciclásticas da Fm. Alter do Chão (Cretáceo) ao longo da

extensão da ria e depósitos aluviais cenozóicos ao longo do trecho do canal “estreito” (Figura 4.1).

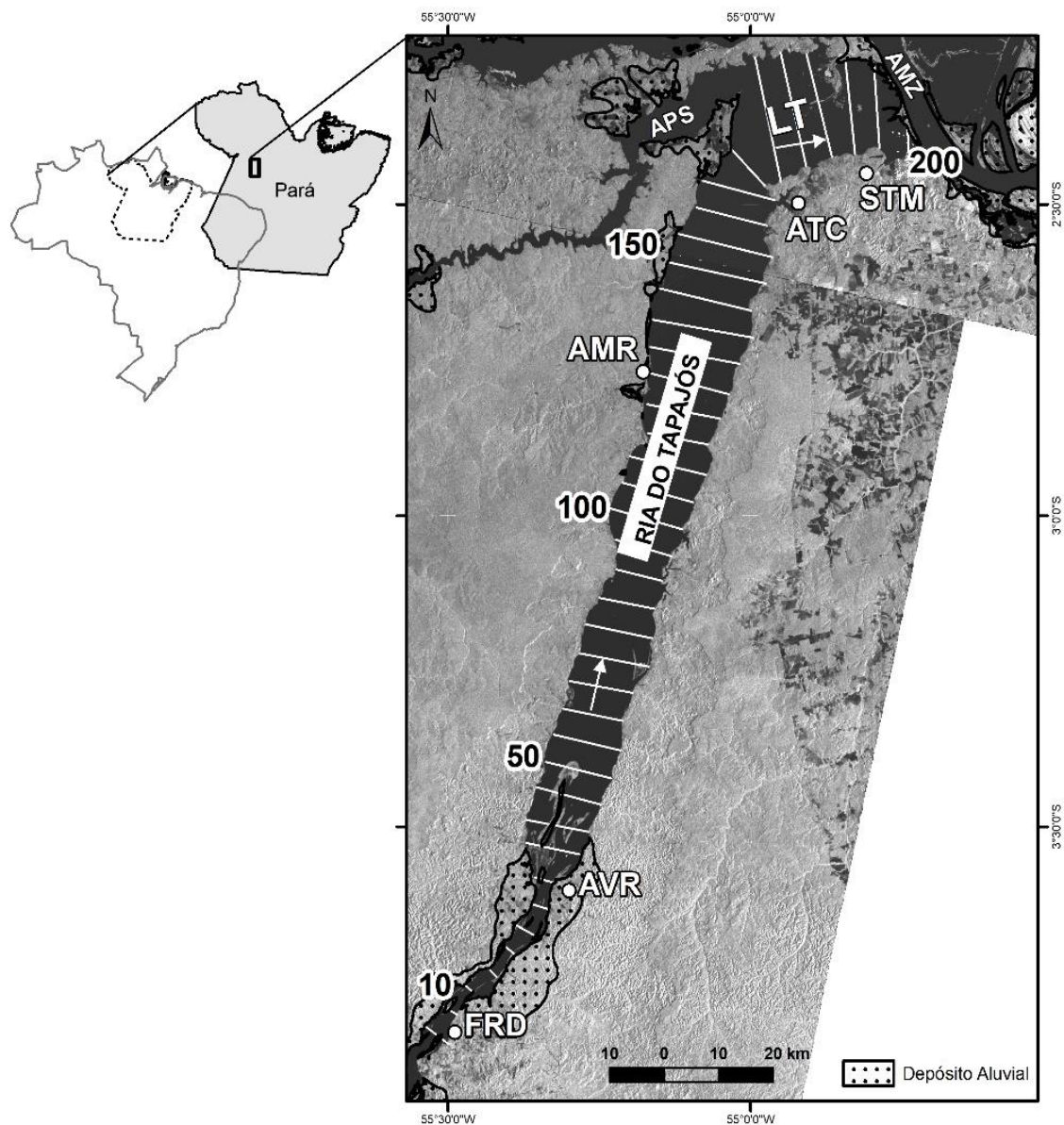


Figura 4.1 - Localização da área de estudos e perfis transversais analisados. Os números correspondem ao quilômetro do perfil desde o limite sul da área. As siglas refletem localidades mencionadas no texto. STM – Santarém; ATC – Alter do Chão; AMR – Amorim; AVR – Aveiro; FRD – Fordlândia; APS – Rio Arapiuns; AMZ – Rio Amazonas; LT – Lago Tapajós. A geologia da área é formada por depósitos aluviais (área pontilhada) e pela Fm. Alter do Chão (áreas adjacentes).

A modelagem do canal e o desenho amostral utilizados são similares aos apresentados por Franzinelli (2011) e Freitas *et al.* (2017). A morfologia do canal foi avaliada a partir da análise de dados batimétricos extraídos de cartas náuticas disponibilizadas pela Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha Brasileira. Os pontos com os valores de profundidade foram digitalizados manualmente ($n= 2637$) e convertidos em arquivo *raster* (contínuo) através da ferramenta *point to raster* implementada no software ArcGis 10.5. Para o cálculo das variáveis de perfil transversal, foram traçados perfis com espaçamento de 5 quilômetros, considerando a extensão máxima da lente de água no canal principal. A extensão máxima foi definida com base na análise de imagens do radar *Sentinel 1A*, obtidas através da plataforma Copernicus (scihub.copernicus.eu) no formato GRD. As imagens foram selecionadas de acordo com as cotas máxima e mínima do rio Tapajós na estação hidrológica Santarém, em referência ao ciclo 2017/2018 de acordo com dados disponibilizados na plataforma *OreHybam* (www.so-hybam.org). A variação entre a cota máxima (5,98 m/anm) e mínima (0,75 m/anm) foi de 5,23 metros para este ciclo, com os valores máximos e mínimos registrados nos meses de junho e outubro respectivamente. As datas de aquisição das imagens pelo satélite tiveram uma variação inferior a 15 dias da data de medição das cotas na estação hidrológica. A definição da extensão do canal foi feita com base na análise das imagens referentes às cotas mínimas, onde foi possível diferenciar feições sazonalmente desconectadas do canal principal como lagos de planície.

Imagens ópticas do satélite *Sentinel 2A* foram utilizadas de forma complementar nas etapas de delimitação do canal principal e análise dos resultados. Para tanto, foi processada uma composição falsa cor (R4G3B1) de imagens referentes ao período de seca (nov-2017) com intuito de evidenciar o padrão de profundidade ao longo do canal, inferido a partir da reflectância dos sedimentos em suspensão conforme discutido por Doxaran *et al.* (2005).

Perfis transversais em cada um dos transectos analisados, assim como o perfil longitudinal do canal calculado em referência ao talvegue, foram gerados com auxílio do software *Global Mapper* 18. Os procedimentos de digitalização dos dados de cartas náuticas e medição de áreas para cálculo dos índices, assim como a execução dos mapas finais foram realizados no software ArcGIS 10.5. As etapas de pré-processamento das

imagens de radar foram realizadas no software SNAP 6 e incluíram procedimentos de calibração, filtragem de ruídos e correção de terreno (HUANG *et al.*, 2018).

Assimetria de drenagem

Foram calculados três índices de assimetria de drenagem para cada perfil transversal, de modo a se analisar a evolução do canal. Esta análise foi baseada no modelo proposto por Knighton (1980) e os índices calculados a partir das equações 4.1, 4.2 e 4.3.

(Eq 4.1)

$$A^* = (A_r - A_l) / A$$

(Eq. 4.2)

$$A_1 = (2x \cdot d_{\max}) / A$$

(Eq. 4.3)

$$A_2 = 2x(d_{\max} - d) / A$$

Onde A^* , A_1 e A_2 são diferentes índices de assimetria, A é a área do total da seção transversal, A_r e A_l são as áreas das seções transversais à direita e à esquerda do talvegue respectivamente, $d_{\max}$ é a profundidade máxima na seção, d é a profundidade média e x é a distância horizontal em metros entre o ponto médio do canal e o talvegue, sendo representado em valores positivos se situado à direita e negativos se situados à esquerda do talvegue.

A interpretação dos índices de assimetria do canal segue o modelo apresentado na figura 4.2, em que quanto maiores os índices, mais evoluído o canal, ou maior estabilidade ao longo de sua formação, a partir de um canal inicialmente retilíneo.

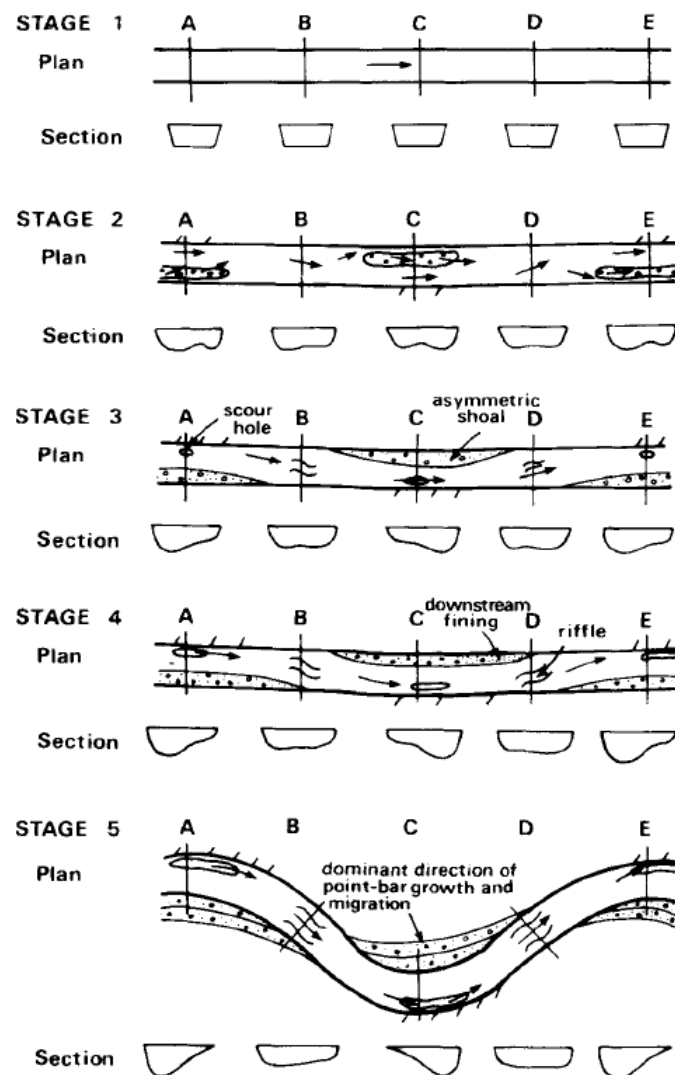


Figura 4.2 Modelo de evolução da assimetria em canais fluviais. Extraído de Knighton (1982).

A caracterização do canal é discutida com base na escala do trecho de drenagem, de acordo com o conceito de Montgomery e Buffington (1997), que consideram o comprimento ideal de um trecho de drenagem, aproximadamente dez vezes a largura média do canal no segmento a ser analisado.

Classificação Estatística

Para testar diferenças geomorfológicas entre grupos de amostras nós utilizamos o método de Análise Discriminante de Componentes Principais (DAPC). Este método tem sido descrito como eficiente para testar diferenças multivariadas entre grupos de unidades

amostrais, uma vez que a função discriminante otimiza a variação entre grupos, enquanto minimiza a variação dentro de cada grupo (JOMBART, 2008; JOMBART *et al.*, 2010). Portanto a DAPC é esperada como menos enviesada pela variação geomorfológica dentro de subconjuntos de amostras em comparação a outros métodos de ordenação multivariada, como PCA e NMDS (MCCOY *et al.*, 2006). Até a data, este é o primeiro trabalho a se utilizar desta técnica para testar agrupamento de variáveis em geomorfologia fluvial.

Nós implementamos modelos de DAPC no pacote *adeigenet* do pacote R (JOMBART, 2008) usando sete variáveis geomorfológicas relativas à características do canal em cada perfil transversal. As variáveis utilizadas foram largura, profundidade (máxima, média e desvio padrão), área da seção, relação largura / profundidade e o fator X de Knighton (1982), definido como a diferença entre a profundidade máxima e média. Foram definidos grupos *a priori* por meio da função “*find.clusters*”. Essa função utiliza sucessivas transformações dos dados em componentes principais com número gradativamente maior de dimensões, e calcula o Coeficiente de Informação Bayesiana (BIC) em cada transformação. O número ótimo de agrupamentos é identificado pelo valor mais baixo de BIC (JOMBART *et al.*, 2010). Adicionalmente, nós definimos os números de eixos de componentes principais retidos usando *a-scores*. Essa abordagem evita retenção excessiva de componentes principais, e a consequente formação de falsos agrupamentos, por meio da otimização de probabilidades de as amostras serem alocadas em um mesmo grupo ao longo de sucessivas permutações aleatórias (JOMBART *et al.*, 2010). A tabela 4.1 apresenta as estatísticas descritivas das variáveis utilizadas na análise de agrupamento.

Variável	Mínimo	Máximo	Média	DP
Largura	1742	22596	11631	5466,67
Profundidade máxima	5,80	29,86	14,28	6,33
Profundidade média	1,44	20,01	6,89	4,45
Profundidade DP	1,34	7,29	3,70	1,62
Largura/profundidade	168,40	8728,50	2511,60	1933,91
Fator X	1,19	6,01	2,49	1,10
Área da Seção	11083	253788	82718	75344,80

Tabela 4.1 - Variáveis geomorfológicas medidas no Rio Tapajós, e utilizadas na análise discriminante de componentes principais (DAPC) para detecção de agrupamentos de amostras. DP = desvio padrão.

Para verificar o suporte estatístico para os agrupamentos gerados pela DAPC nós usamos uma combinação entre análise de variância (ANOVA) e teste de Tukey para testar diferenças nos escores produzidos pelos dois eixos da DAPC entre os agrupamentos identificados. Adicionalmente, nós controlamos a qualidade dos agrupamentos usando probabilidades *a posteriori* de cada amostra pertencer ao grupo no qual foi alocado, e análise de agrupamento baseada em dissimilaridades Euclidianas entre amostras pareadas, as quais são demonstradas por meio de um dendrograma.

Para testar autocorrelação espacial nos escores produzidos pelos dois eixos DAPC foi utilizada a estatística C de Geary. Essa abordagem utiliza a soma dos quadrados das diferenças entre amostras pareadas para detectar efeitos de distância geográfica sobre uma variável. A estatística C de Geary tem sido descrita como mais eficiente para detectar autocorrelação espacial em escalas locais, em comparação a testes globais como Moran's I (CLIFF e ORD, 1981).

RESULTADOS

Classificação Estatística

O primeiro eixo da DAPC capturou 81% das dissimilaridades observadas entre amostras pareadas e o segundo eixo capturou 19%. Os três eixos retidos de componentes principais capturaram 100% da variância acumulada nas dissimilaridades observadas, a qual esteve principalmente associada ao primeiro eixo (99,7%). Esses resultados mostram que os produtos gerados pela DAPC são representações confiáveis do espaço multidimensional composto pelas variáveis geomorfológicas medidas.

A DAPC revelou três agrupamentos distintos de amostras (Figura 4.3 A), os quais foram sustentados por diferenças significativas (Figura 4.3 B) nos escores produzidos pelo primeiro ($F_{2-37} = 131, 2; P < 0,0001$) e segundo ($F_{2-37} = 31,49; P < 0,0001$) eixos da DAPC. Os testes de Tukey mostraram que todas as comparações possíveis entre grupos retornam diferenças significativas entre escores referentes a pelo menos um dos eixos da DAPC (Tabela 4.2). Adicionalmente, a DAPC retornou altas probabilidades (Figura 4.3 C) de as amostras terem sido corretamente alocadas em um dos grupos (90, 92 e 100%), o que é consistente com os resultados da análise de agrupamento (Figura 4.3 D).

	Grupos	Diferença	IC inferior	IC superior	P
DAPC 1	1–2	5,66	4,77	6,54	<0,001
	1–3	0,30	-0,75	1,37	0,76
	2–3	-5,35	-6,51	-4,19	<0,001
DAPC 2	1–2	0,74	-0,13	1,62	0,11
	1–3	3,46	2,39	4,52	<0,001
	2–3	2,71	1,55	3,87	<0,001

Tabela 4.2- Sumário dos resultados dos testes de Tukey utilizados para testar diferenças nos escores gerados por dois eixos de uma DAPC resumindo sete variáveis geomorfológicas medidas no rio Tapajós. Valores em negrito de P denotam diferenças significativas entre grupos de amostras. IC representa intervalos de confiança 95%.

As diferenças entre grupos capturadas pelos dois eixos da DAPC resultaram principalmente da variação na largura do rio (DAPC 1 = 50%, DAPC 2 = 98%) e na razão entre largura e profundidade (DAPC 1 = 98%, DAPC 2 = 1%). A figura 4.3 sumariza os resultados da análise de DAPC.

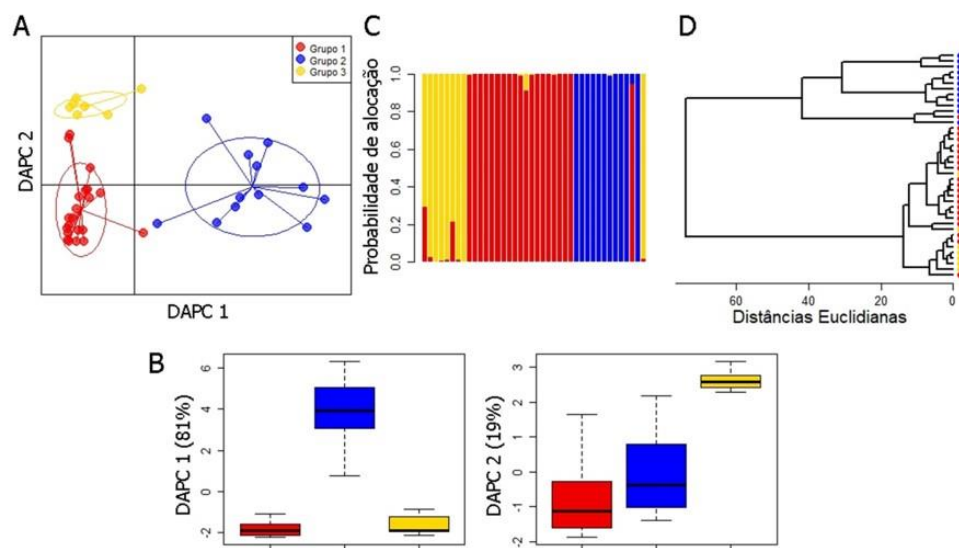


Figura 4.3 – Agrupamentos de amostras por dissimilaridades geomorfológicas quantificadas por Análise Discriminante de Componentes Principais (DAPC). A – Agrupamento de amostras com elipses representando inércia de 95%. B – Diferenças nos escores produzidos pelos eixos 1 e 2 da DAPC entre os grupos de amostras. C – Probabilidades de alocação de cada amostra em um dos grupos. D – Análise de agrupamento com base em distâncias Euclidianas entre pares de amostras.

O teste de autocorrelação espacial de Geary retornou valores significativos de C ($P < 0,05$) em no máximo cinco classes de distâncias geográficas relativamente curtas (< 50 km). Esses valores são menores que 1, o que demonstra autocorrelação espacial positiva (figura 4.4). Esses resultados sugerem que amostras distanciadas por menos de 50 km em linha reta tendem a ser geomorfologicamente mais similares do que o esperado pelo acaso.

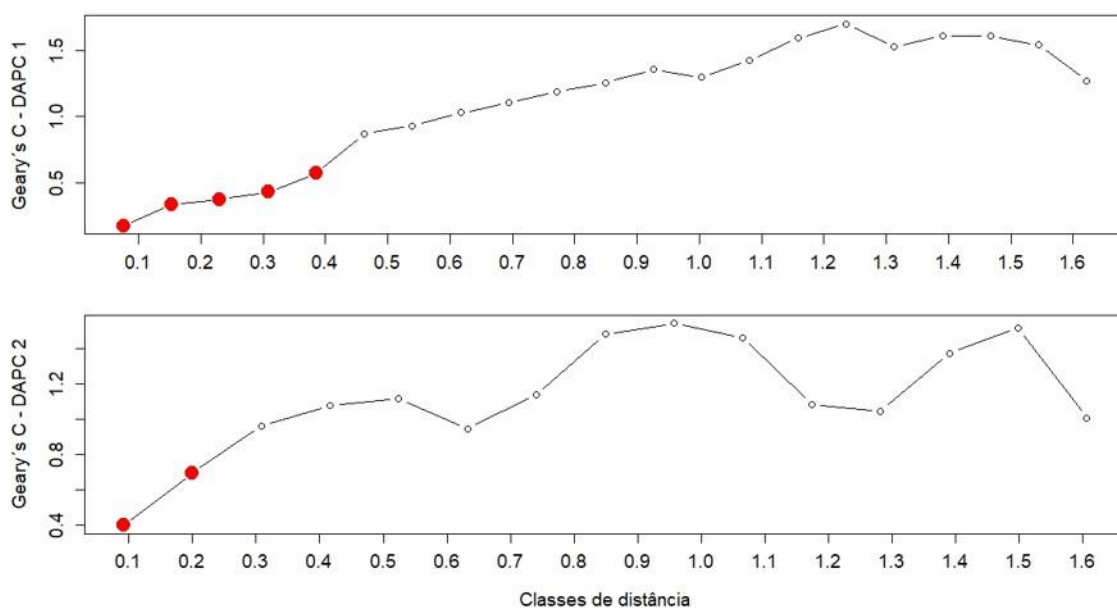


Figura 4.4 – Autocorrelogramas espaciais baseados na estatística C de Geary demonstrando os efeitos da distância geográfica sobre a variação geomorfológica no baixo Tapajós. A geomorfologia é quantificada por sete variáveis sumarizadas por dois eixos de uma Análise Discriminante de Componentes Principais – DAPC. Classes de distância equivalem a aproximadamente 11,4 km euclidianos. Círculos vermelhos demonstram casos em que a hipótese nula foi rejeitada em $P < 0,05$.

Expressão Geomorfológica

Os resultados suportam a classificação do canal na área de estudos em três trechos distintos, aqui denominados trecho em canal estreito, trecho alto da ria e trecho baixo da ria. O trecho em canal estreito, é caracterizado pelo canal entre a localidade de Fordlândia, a sul (km 0) e a cidade de Aveiro (km 35), onde se observa o alargamento brusco do canal com consequente mudança do padrão em plano. O trecho alto da ria se inicia nas proximidades da cidade de Aveiro, contemplando o trecho largo do canal até as proximidades da localidade de Amorim (km 135). O trecho baixo da ria vai deste ponto

até a foz do Amazonas, incluindo a parte do Lago Tapajós, nas imediações da cidade de Santarém (figura 4.5 A). Os trechos identificados são suportados em termos geomorfológicos pela forma do leito e pelo padrão observado no perfil longitudinal, medido à partir da linha do talvegue (figura 4.5 C). O trecho do canal estreito, possui em média 4 km de largura, com cerca de 15 metros de profundidade máxima (figura 4.5 B, perfil P1). Ao longo deste trecho são encontradas feições de planície bem desenvolvidas, como lagos marginais e canais ativos somente durante o período das cheias. Os vales são mais amplos, especialmente na área de afloramento dos depósitos aluviais recentes (figura 4.1). O perfil longitudinal (figura 4.5 C) revela a presença de um “vale erosivo” (*scour hole*) na zona de transição com o trecho alto da ria. Estas feições são características zonas de confluência entre canais de drenagem, e neste caso, interpretada como reflexo da mudança brusca no padrão hidrodinâmico do canal.

A forma do leito no trecho alto da ria pode ser caracterizada por um talvegue estreito e bem entalhado, margeado por uma plataforma rasa que raramente ultrapassa os 5 metros de profundidade (figura 4.5 B, perfis P2 e P3). As variações na profundidade do talvegue são maiores neste trecho, caracterizando um sistema de *riffles* e *pools*, onde são observadas as maiores profundidades ao longo do canal estudado (54 metros).

O trecho baixo da ria (figura 4.5 B, perfis P4 e P5) pode ser caracterizado pela presença de um talvegue mais amplo, com profundidades médias superiores a 20 metros margeado por plataformas laterais com profundidade média variando entre 5 e 10 metros, formando terraços marginais internos no canal. O perfil longitudinal varia em torno dos 20 metros de profundidade sendo que as zonas mais profundas estão localizadas mais à montante (próximos ao alto trecho da ria). A figura 4.5 ilustra a distribuição dos diferentes trechos identificados ao longo do canal (A), a forma característica dos perfis transversais em cada trecho (B) e o perfil longitudinal (PL-PL') do canal, medido a partir da linha do talvegue (C).

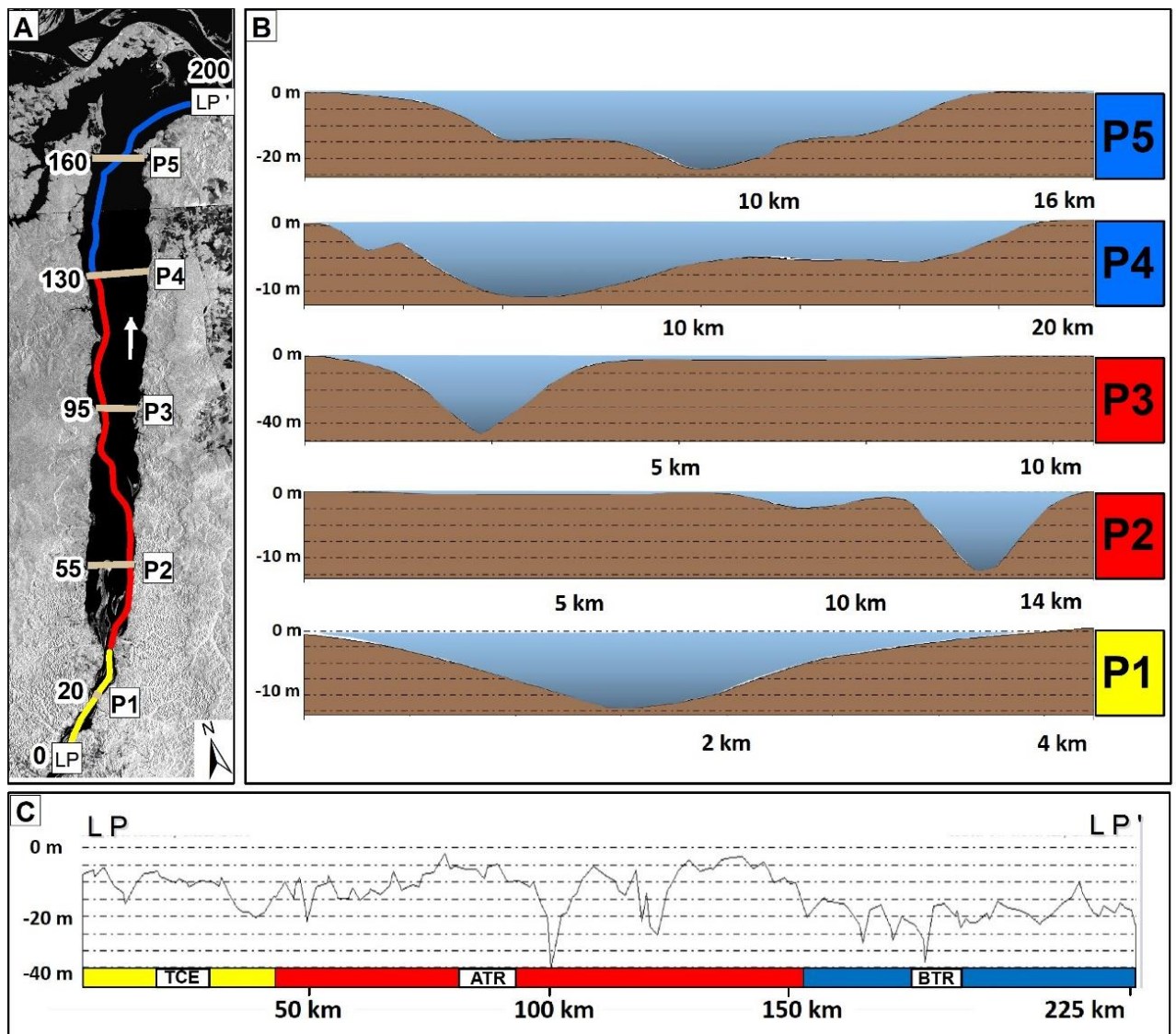


Figura 4.5 – Distribuição e características dos leitos fluviais ao longo dos trechos identificados e perfil longitudinal. Os números em A representam a distância em km, desde o perfil transversal 0, nas proximidades de Fordlândia entre os limites dos trechos. TCE – Trecho do Canal Estreito; ATR – Alto Trecho da Ria; BTR – Baixo Trecho da Ria

Os valores das variáveis utilizadas para classificação estão apresentados na tabela 4.3, incluindo os valores dos índices de assimetria do canal. Foram calculadas médias de acordo com os trechos revelados pela DAPC. Entre os padrões que se pode observar pela análise destes dados está a distribuição da média das profundidades em cada trecho, em geral maiores no trecho baixo, menores no alto e intermediários no canal estreito.

TRECHO	TRANSECTO	LARGURA	PROFUNDIDADE			RAZÃO		ASSIMETRIA			
			Máxima	Média	M/T	LARGURA/PROFUNDIDADE	M/T	A* =			M/T (A²)
			M/T (P _{MAX})	M/T (P _{MED})				(A _r /A _l)/A	A¹=(2X.P _{MAX})/A	P)/A	
Canal Estreito	5	5,0	-8,7	-3,4		1473,1		-0,48	-0,36	-0,22	
	10	3,3	-15,3	-5,9		555,4		-0,26	1,96	1,20	
	15	1,7	-13,2	-8,5		204,9		0,26	1,02	0,36	
	20	2,2	-8,6	-6,3		343,8		0,19	-0,90	-0,23	
	25	2,3	-10,4	-4,8		475,3		0,70	-0,77	-0,41	
	30	4,7	-8,1	-3,5		1338,5		-0,42	0,70	0,40	
	35	2,8	-19,3	-8,5		334,8		0,04	-0,13	-0,08	
	40	3,4	-23,8	-20,0		168,4		-0,38	0,80	0,13	
Alto Trecho da Ria	45	10,4	-14,0	-4,3		2438,8		-0,27	1,78	1,24	
	50	11,5	-9,4	-3,3		3503,3		-0,87	2,76	1,80	
	55	12,1	-17,4	-2,9		4163,2		-0,82	5,48	4,57	
	60	12,3	-10,3	-2,1		5842,8		-0,71	4,02	3,19	
	65	12,6	-5,8	-1,4		8728,5		-0,34	3,26	2,45	
	70	11,2	-10,2	-4,4		2556,9		-0,36	2,07	1,18	
	75	11,7	-7,0	-2,5		4687,8		-0,42	1,86	1,19	
	80	12,9	-6,3	-2,3		5556,6		0,32	-0,26	-0,17	
	85	12,4	-5,8	-2,5		4961,2		-0,04	-0,03	-0,02	
	90	10,4	-12,0	-4,4		2347,7		0,38	-1,86	-1,17	
	95	8,7	-11,6	-5,1		1698,7		0,42	-1,53	-0,86	
	100	10,6	-19,8	-3,7		2885,4		-0,20	-3,69	-3,01	
	105	13,7	-5,9	-2,4		5733,8		0,07	-1,17	-0,69	
	110	13,5	-12,6	-3,2		4153,7		0,43	-2,82	-2,09	
	115	14,3	-13,0	-3,0		4697,9		-0,19	-2,79	-2,14	
	120	11,3	-12,3	-5,2		2153,8		0,31	-0,94	-0,54	
Baixo Trecho da Ria	125	13,7	-6,8	-3,6		3825,2		-0,37	1,03	0,49	
	130	14,7	-7,4	-3,6		4131,0		0,73	-1,58	-0,82	
	135	16,6	-11,0	-6,4		2599,9		0,58	-0,97	-0,41	
	140	18,7	-15,0	-9,0		2081,3		0,53	-1,27	-0,51	
	145	17,3	-19,3	-10,5		1641,5		0,53	-1,13	-0,52	
	150	18,0	-17,0	-10,0		1793,3		0,68	-1,15	-0,47	
	155	17,7	-21,7	-11,1		1598,3		0,53	-1,13	-0,55	
	160	13,3	-29,9	-14,3		929,5		0,45	-1,30	-0,68	
	165	13,7	-29,6	-12,9		1058,0		-0,14	0,44	0,25	
	170	8,7	-22,7	-15,1		575,9		-0,72	1,03	0,34	
	175	22,6	-16,0	-10,9		2069,9		-0,63	0,85	0,27	
	180	20,7	-19,7	-12,3		1688,6		-0,55	1,05	0,40	
	185	18,8	-19,4	-12,4		1523,2		-0,29	1,06	0,39	
	190	16,4	-14,8	-7,1		2295,2		-1,08	1,50	0,78	
	195	15,1	-20,5	-12,4		1211,0		-0,35	1,40	0,55	
	200	4,5	-20,0	-10,3		439,0		0,00	0,93	0,45	

Tabela 4.3 – Valores absolutos e médios por trecho (M/T) das variáveis utilizadas. Os valores médios positivos e negativos no caso dos índices de assimetria significam assimetrias à direita (+) e à esquerda (-) da linha média do canal.

A distribuição dos índices de assimetria ao longo do canal analisado, também revela um padrão concordante com a classificação proposta, ainda que estes índices não tenham sido utilizados para a análise de agrupamento. As comparação entre as médias positivas (0.52, 2.01 e 0.43) e as negativas (0.24, 1.08 e 0.55) encontradas para os trechos estreito, alto e baixo da ria, respectivamente, demonstra que estes índices apresentam um agrupamento satisfatório se analisados a partir da lógica dos trechos de drenagem.

DISCUSSÃO

O uso das imagens de radar e ópticas com controle da data de aquisição, de modo a permitir a análise de momentos extremos ao longo ciclo hidrológico anual, permitiu que diferentes atributos do canal fossem observados (Figura 4.6). As imagens de radar forneceram informações sobre a extensão da lâmina d'água e aspectos do relevo às margens do canal indicando a morfologia do vale. A composição falsa cor das imagens ópticas, realçou a distribuição de zonas mais rasas e profundas ao longo do canal, além de evidenciar áreas com características distintas de fluxo, especialmente no trecho estreito onde a planície é mais extensa e diversa. No baixo trecho da ria, a resposta espectral da lâmina d'água é homogênea e mais escura, refletindo a ausência de zonas rasas revelada pela batimetria do canal. No trecho médio a resposta que reflete o canal profundo é linear e bem localizada, havendo zonas amplas de canal raso onde a lâmina d'água adquire uma tonalidade mais clara, tendendo ao marrom na composição escolhida e igualmente representando a batimetria gerada.

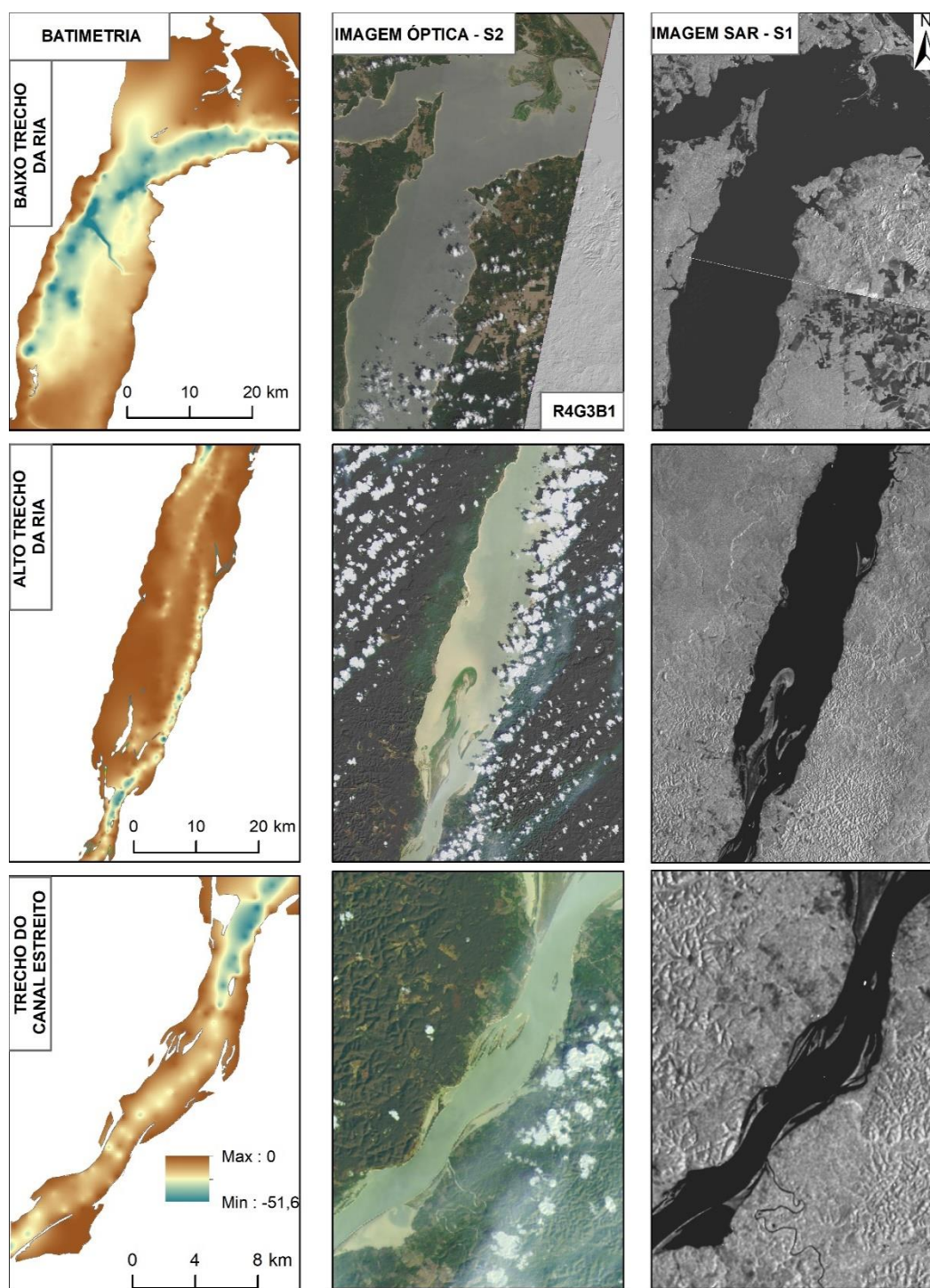


Figura 4.6 - Características do leito e do canal em planta nos trechos identificados, de acordo com as imagens de radar, imagens ópticas e com o modelo de elevação da batimetria do canal.

O agrupamento com base no método do DAPC mostrou resultados bem suportados estatisticamente e geomorfologicamente, coerentes com as variáveis utilizadas relativas à forma do canal. Doornkamp e King (1971) consideram que variações

na forma podem refletir tanto uma sequência de atuação de diferentes processos evolutivos do canal ou diferenças na predominância entre estes processos, podendo ser resultantes de processos modernos e pretéritos. A análise combinada de variáveis nos perfis transversais e longitudinal, deve refletir ainda, ajustes do canal em escalas de tempo mais curtas (centenas a milhares) a mais longas (milhares a centenas de milhares), respectivamente (KNIGHTON, 1998).

A classificação hierárquica utilizada, além de confirmar mudanças evidentes em planta (*planform*), como a transição entre o trecho do canal estreito e a alta ria, já previamente mencionada por outros autores (ARCHER, 2005; IRION *et al.*, 2006), apresentou uma distinção bem estruturada entre os trechos alto e baixo da ria, pouco evidente em planta e ainda não formalizada na literatura. A figura 4.7 ilustra as diferenças na forma do canal entre estes trechos, e sua expressão na composição de imagem óptica utilizada.

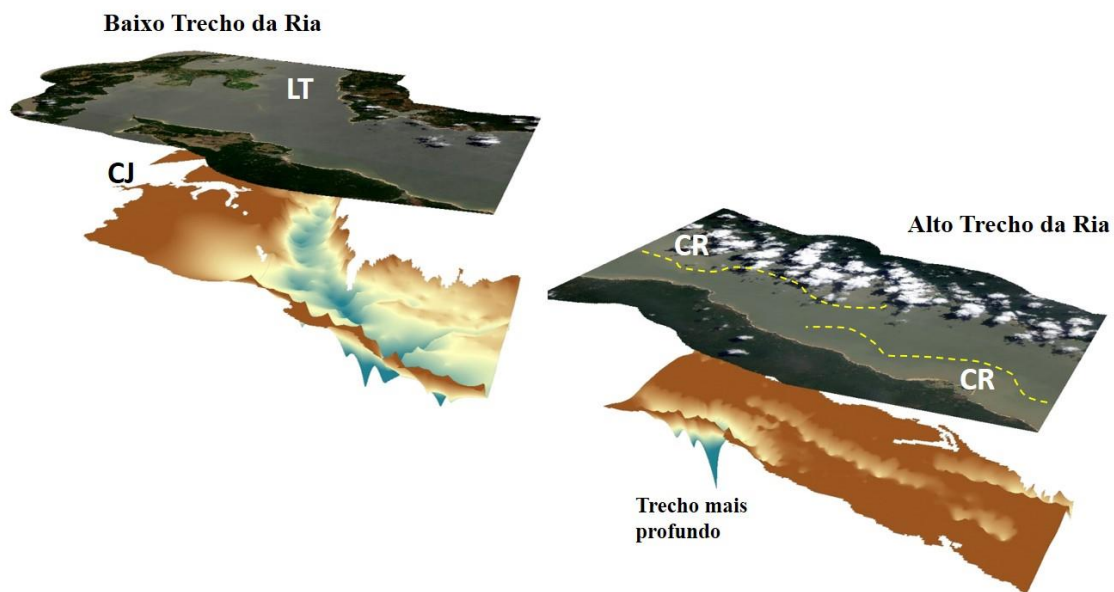


Figura 4.7 – Modelo tridimensional dos trechos baixo e alto na ria do Tapajós. A distinção clara entre a forma do leito entre ambos os trechos não se manifesta em planta. É possível notar no trecho alto as zonas de canal raso (CR) margeando o talvegue, limitado pela linha pontilhada amarela. É indicado ainda no baixo trecho o canal do Jari (CJ) que aporta sedimentos do Amazonas no Lago Tapajós (LT).

O modelo de classificação proposto pode ser utilizado para investigações de maior detalhe sobre as características e a estrutura interna de cada trecho. Kasprak *et al.* (2016)

observaram que em relação a outros métodos de classificação de canal, como o *River Styles Framework* (BRIERLEY e FRYIRS, 2005) e o sistema de classificação de Rosgen (1994), os métodos estatísticos de agrupamento tendem a gerar classes amplas, selecionando as diferenças mais marcantes entre as variáveis utilizadas. Desta maneira, é possível afirmar que os resultados obtidos por estas técnicas, além de refletirem padrões complexos em variáveis extraídas de diferentes dimensões do canal, possuem o potencial de gerar classes mais generalistas, a partir das quais sejam formuladas hipóteses de amostragem e interpretação dos dados (CLEMÉNT e PIEGAY, 2003).

Coerência Hidrossedimentológica

Amostragens longitudinais ao longo da ria do tapajós foram realizadas por Medeiros Filho *et al.* (2016), Bertassoli Jr. *et al.* (2016), Freitas *et al.* 2017 e Fricke *et al.* 2017, de modo a analisar a composição geoquímica, a capacidade de armazenamento de carbono, a importância e extensão dos efeitos de maré e a dinâmica sedimentar, respectivamente. Diferentes estratégias de amostragem foram adotadas para realização destas investigações. Medeiros Filho *et al.* (2016), definiram dentro da ria três grupos distintos de amostras com base na localização das mesmas. Bertassoli Jr. *et al.* (2016) coletaram amostras de sedimentos de fundo e em suspensão nos trechos “inicial”, “intermediário” e “final” da ria. Fricke *et al.* (2017), definiram pontos com intervalos de 15 km distância. Freitas *et al.* (2017), realizaram amostragens sistemáticas com intervalo de 10 km, considerando também a variação no perfil transversal do canal, em metodologia semelhante à adotada neste trabalho e à empregada por Franzinelli (2011) em investigação sobre a confluência entre os rios Negro e Solimões.

Os resultados apresentados por estes autores, apontam para uma grande complexidade nos padrões hidrossedimentológicos encontrados no interior da ria, especialmente quando consideradas as variações sazonais durante o ciclo hidrológico. Os dados apresentados por Fricke *et al.* (2017), relativos à composição granulométrica dos sedimentos de fundo no interior da ria, indicam que as amostras contidas no que propomos como baixo trecho da ria, possuem em geral uma composição mais homogênea e menores teores de areia do que as amostras coletadas no alto trecho, de maneira concordante com o sistema de classificação proposto neste trabalho.

Um padrão similar pode ser encontrado com relação aos dados de taxa de sedimentação pelo método ^{210}Pb , porém neste caso o que se observa é que no baixo trecho, especialmente na zona próxima a transição com alto trecho (proximidades da vila de Amorim até Alter do Chão), as taxas tendem a ser algumas vezes mais altas (1.4 cm/ano^{-1} - 1.9 cm/ano^{-1}) que no trecho alto (0.2 cm/ano^{-1} - 0.7 cm/ano^{-1}) e que os valores obtidos para a foz do Tapajós (0.8 cm/ano^{-1} - 0.6 cm/ano^{-1}). É interessante notar em amostras situadas ao longo do mesmo perfil transversal, que a taxa de sedimentação no interior do talvegue entalhado no alto trecho da ria (0.7 cm/ano^{-1}) é praticamente o dobro do que na porção rasa do mesmo (0.3 cm/ano^{-1}). Este resultado indica que mesmo na zona de maior competência de transporte predominam processos de sedimentação no interior da ria. O mesmo padrão emerge se compararmos em perfil transversal as taxas de sedimentação encontradas para o ponto 20 de Fricke *et al.* (2017) (1.6 cm/ano^{-1}) e a taxa de sedimentação média apresentada por Irion *et al.* (2006) de 0.37 cm/ano^{-1} , amostrada em uma porção mais rasa do canal dentro do mesmo perfil transversal. Este fato aponta ainda para a necessidade de que a variação em perfil transversal seja considerada na elaboração de desenhos amostrais.

Um padrão menos concordante é observado em relação aos dados sobre a composição mineralógica das argilas em sedimentos de fundo. Neste caso, o que se observa é uma maior homogeneidade nas amostras relativas ao alto trecho da ria, com menores teores de illita, sendo kaolinita o mineral mais comum em todas as amostras (FRICKE *et al.*, 2017). A distribuição das argilas é concordante com os dados de geoquímica apresentados por Medeiros Filho *et al.* (2016) que indicam que os sedimentos de fundo na ria do Tapajós podem ser agrupados em três zonas; uma mais à montante, com predominância de assinaturas isotópicas de proveniência da bacia do Tapajós, uma zona situada na foz, onde é verificada forte influência de sedimentos do rio Amazonas especialmente no Lago Tapajós, e uma zona de transição na porção central da ria. A distribuição de argilas e dos elementos traço e elementos maiores em sedimentos de fundo, são apenas parcialmente concordantes com o sistema de classificação proposto neste trabalho, devido à emergência do que poderia ser um terceiro trecho no interior da ria, situado nas imediações da cidade de Santarém, onde a influência das águas do rio Amazonas é mais forte. Os dados de granulometria e taxas de sedimentação apresentados por Fricke *et al.* (2017), indicam igualmente resultados distintos na área da foz do Tapajós. Os dados apresentados por Bertassoli Jr. *et al.* (2017) referentes à geoquímica

de elementos maiores não apresentam um padrão claro de variação entre os trechos propostos neste trabalho.

Freitas *et al.*, (2017) consideram a variação longitudinal das seções transversais como um fator fundamental no controle dos processos de erosão e sedimentação no baixo Tapajós. Desta maneira, estes autores amostram variáveis hidrológicas em três transectos de modo a representar o canal mais largo (típico do baixo trecho da ria) nas proximidades da localidade de Alter do Chão, o canal encaixado (típico do alto trecho da ria), e a área de transição entre o canal estreito e o início da ria, nas proximidades de Aveiro. Os resultados mostram que nestas situações distintas de morfologia do perfil transversal, o comportamento das variáveis analisadas apresenta um padrão controlado por efeitos de maré, quantidade de descarga do Tapajós ao longo do ciclo hidrológico e com as velocidades da corrente ao longo do canal. Em termos gerais, a distinção entre diferentes zonas com base na variação da morfologia do canal é concordante com a proposta de classificação apresentada neste estudo e coerente com os resultados apresentados. Foram levantados dados geocronológicos, porém como grande parte dos mesmos está distribuída pelo baixo trecho da ria (IRION *et al.*, 2006; ARAKI *et al.*, 2013; BEZERRA, 2018), não foi possível analisar a variação em função dos trechos propostos.

A figura 4.8 traz uma interpretação dos principais aspectos hidrossedimentológicos no trecho estudado com base em alguns dos resultados discutidos. A seta mostrada em 4.8 A, referente ao trecho do canal estreito, indica a influência das águas do Tapajós observada nos dados geoquímicos (MEDEIROS FILHO *et al.*, 2016) e a mudança no padrão hidrodinâmico que faz com que o início da ria seja marcado morfologicamente por extensa deposição (FREITAS *et al.*, 2017). Uma expressão morfológica desta mudança no perfil longitudinal do canal seria a presença do vale erosivo (*scour hole*) próximo à zona de transição com o trecho alto da ria. A linha cor de rosa em 4.8 B ilustra a zona de maior profundidade, portanto maior acomodação, onde são verificadas as maiores taxas de sedimentação em perfil transversal (IRION *et al.*, 2006; FRICKE *et al.*, 2017). Esta zona também é onde estão concentradas as maiores descargas e velocidade de fluxo e menor influência de marés de acordo com Freitas *et al.* (2017). A área que contempla a linha vermelha é correspondente ao alto trecho da ria de acordo com a classificação proposta neste trabalho. A área hachurada em 4.8 C apresenta granulometria bastante homogênea com materiais mais finos, taxas de sedimentação que podem ser até 10 vezes superiores a outros trechos da ria (FRICKE *et*

al., 2017) e pode ser caracterizada em termos geoquímicos pela presença de elementos em quantidades intermediárias entre as zonas adjacentes (MEDEIROS FILHO *et al.*, 2017). Por fim, a área marcada pela seta verde em 4.8 D, pode ser caracterizada pela influência marcante das águas do rio Amazonas, verificada na granulometria pelo aumento na proporção da fração areia e na mineralogia das argilas pela presença maior de illita e esmectita (FRICKE *et al.*, 2017). Dados do mesmo autor indicam que as taxas de sedimentação nesta zona (Lago Tapajós) são similares às encontradas no alto trecho da ria. Os dados geoquímicos também apontam uma discrepância nos teores de elementos ao longo desta área com relação às demais. A junção das áreas 4.8 C e 4.8 D, contempla o que nos resultados deste trabalho é apresentado como o baixo trecho da ria, o que é suportado pela variação na morfologia do canal e pelas respostas hidrodinâmicas como apresentado por Freitas *et al.*, (2017).

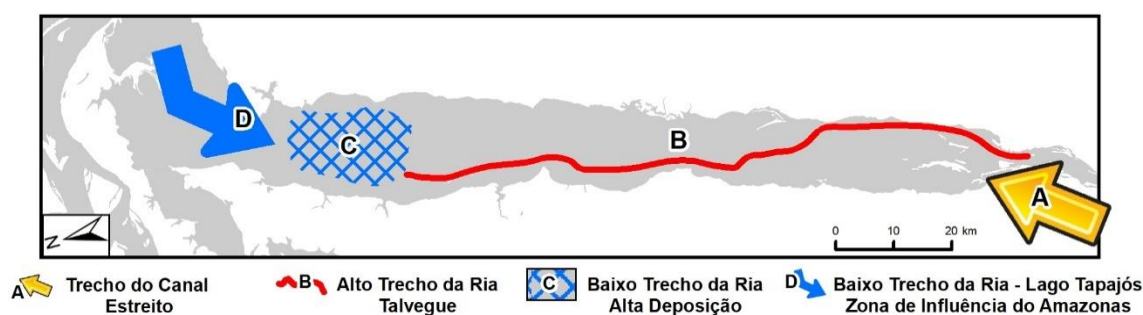


Figura 4.8 – Relações entre os trechos identificados e padrões hidrossedimentológicos. Ver texto para detalhes.

Implicações sobre a evolução do canal no baixo Tapajós

As variáveis utilizadas na etapa de classificação podem ser associadas com a competência de transporte ao longo do canal (COSTIGAN *et al.*, 2013), de modo a indicar uma medida da energia disponível ao longo de cada perfil transversal. A diversidade observada nas formas do leito e do vale, em um ambiente caracterizado por variáveis independentes relativamente homogêneas (clima, litologia, etc.), permite supor que os diferentes trechos identificados reflitam situações em que estas variáveis se encontravam em outras condições (CHARLTON, 2008). Esta interpretação é reforçada pela distribuição dos índices de assimetria ao longo do canal em função dos trechos indicados pela análise de agrupamento. Os valores além de variarem dentro de um padrão

concordante com os trechos, formam curvas com comprimentos de onda simétricos (figura 4.9), típicas de canais próximos às condições de equilíbrio do perfil (KNIGHTON, 1998)

As amplitudes de variação nos trechos do canal estreito e na baixa ria são similares, ainda que a frequência de oscilação seja maior ao longo do canal estreito, o que também pode ser observado em planta (canal menos retilíneo). Os valores mais expressivos de assimetria, no entanto, estão concentrados no trecho alto ria. A aplicação do modelo de evolução das assimetrias em canal proposto por Knighton (1982) (figura 4.2), permite sugerir que o alto trecho da ria é aquele que melhor preserva as características pretéritas do canal (canal mais evoluído). Da mesma maneira, parece bastante razoável considerar que diante de mudanças nas condições iniciais do canal, sejam elas de origem climática ou tectônica, os ajustes sejam mais incisivos nos trechos limítrofes (extremos), estando o trecho “intermediário” mais propenso à preservação das formas moldadas sob as condições pretéritas. A morfologia do canal no alto trecho da ria, especialmente a presença de um talvegue bem encaixado em forma de *canyon*, é concordante com as propostas de evolução que consideram o afogamento do vale (GOUROU, 1949; TRICART, 1977, IRION *et al.*, 2010). O trecho baixo da ria por sua vez, conforme é observado nos dados geoquímicos, mineralógicos, granulométricos e na forma do canal (figura 4.5) pode ser caracterizado pela influência da hidrologia do rio Amazonas e de maneira secundária do rio Arapiuns. A figura 4.9 mostra a relação entre a variação em um dos índices de assimetria em função dos trechos descritos.

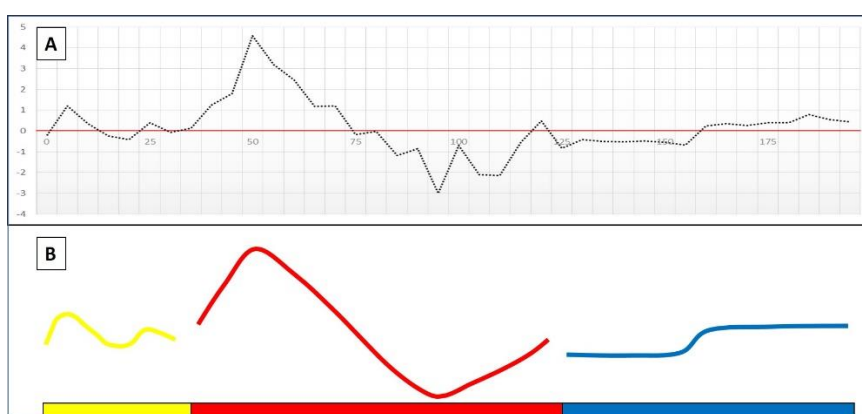


Figura 4.9 – A – Variação do índice de assimetria A^2 em função da linha do talvegue e B – Interpretação da curva de assimetria em função dos diferentes trechos identificados pela DAPC.

A figura 4.10 apresenta uma interpretação do modelo clássico de formação e preenchimento da ria, associado com o padrão morfológico do canal na área de estudos conforme nossos resultados. A proposta de evolução apresentada nesta figura inclui elementos citados por Tricart (1977) como a presença de vegetação mais aberta durante a situação de entalhe (figura 4.10 A), o que estaria associado com a presença de sedimentos mais grossos. Apesar dos dados sedimentológicos apresentados por Irion *et al.* (2006), confirmarem a presença de materiais mais grossos na base da camada de lama depositada no fundo do canal (*upfining*), a presença de mudanças significativas na vegetação a partir do Holoceno não é suportada por dados de pólen apresentados por estes mesmos autores. Mesmo que durante o Holoceno não tenha sido identificada a expansão das savanas encontradas na região, consideramos plausível que tenha havido favorecimento de plantas arbustivas durante o longo período de entalhe do antigo “*canyon* do Tapajós” durante o Pleistoceno (i.e, antes de 11.000 ap). Outros fatores considerados importantes na elaboração do modelo de preenchimento apresentado é o aumento no nível de base e consequente mudança nas zonas de atuação dos processos erosivos em 4.10 A, e sedimentares em 4.10 B, o que teria contribuído para uma atenuação das características pretéritas do canal sob as novas condições de afogamento. Estas mudanças teriam afetado especialmente os trechos do canal estreito, onde é observado um extenso corpo sedimentar moderno às margens do canal (CPRM, 2004), e no baixo trecho da ria, especialmente no Lago Tapajós, onde o grande espaço de acomodação e a complexidade hidrológica resultante da interação entre o Amazonas, o Tapajós e o Arapiuns (FREITAS *et al.*, 2017) produzem um padrão geoquímico, granulométrico e mineralógico específico (MEDEIROS FILHO *et al.*, 2016; FRICKE *et al.*, 2017).

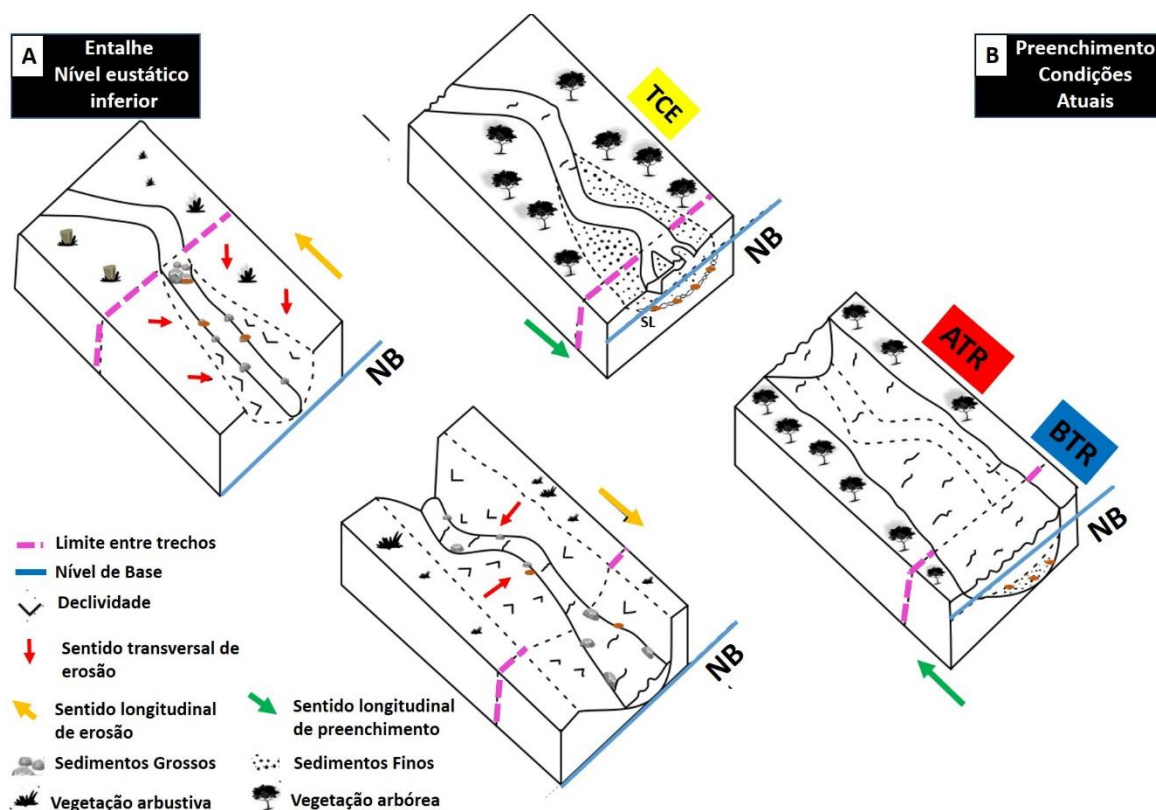


Figura 4.10 – Modelo de entalhe e preenchimento da ria através de mudanças no nível eustático. NB – Nível de Base; TCE – Trecho do Canal Estreito; ATR – Alto Trecho da Ria; BTR – Baixo Trecho da Ria.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O método de agrupamento por DAPC foi utilizado pela primeira vez em geomorfologia fluvial, com o objetivo de identificar padrões de similaridade com relação à forma do canal em perfil transversal. Para isso, produtos de sensoriamento remoto por radar e ópticos representativos da variação hidrológica sazonal na ria do Tapajós foram utilizados de maneira complementar em associação com informações extraídas de cartas náuticas que permitiram uma representação dos padrões morfológicos do leito. As variáveis foram extraídas de perfis transversais e os agrupamentos apresentados na escala de trechos.

A classificação resultante possui alta significância estatística e geomorfológica, confirmando mudanças observadas anteriormente em análises levando em conta a variação em planta do canal, assim como mudanças não evidentes nesta escala e ainda não formalizadas na literatura, apesar de igualmente importantes, como a distinção entre

os trechos alto e baixo na ria. Os trechos são caracterizados com base na morfologia típica do leito e da variação em perfil longitudinal.

A análise das informações disponíveis a respeito dos padrões de sedimentação e hidrologia suporta parcialmente a classificação proposta, indicando que para determinadas variáveis (geoquímica, granulométrica e mineralógica) seja interessante considerar o Lago Tapajós (zona de confluência imediata com o Amazonas) como um trecho distinto. A transição entre os trechos do canal estreito e a alta ria, no entanto é mais clara e concordante entre os trabalhos analisados.

A aplicação dos índices de assimetria do canal auxiliaram na caracterização dos trechos e pode ser considerada uma contribuição ao modelo evolutivo existente, por apresentar evidências morfológicas da forma do leito consistentes com o que se pode esperar do padrão de afogamento de vale.

Desta maneira, sugere-se que a classificação por trechos com base em variáveis morfométricas de leito na ria do Tapajós seja utilizada para a investigação de relações internas e entre os trechos identificados. Por ser independente de novos dados de campo, considera-se ainda que esta metodologia possa ser aplicada a outros segmentos do sistema hidrográfico amazônico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SÁBER, A. N. **Amazônia: do discurso à práxis**. São Paulo: Edusp. 1996.
- ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. L. M.; SPAROVEK, G. **Köppen's climate classification map for Brazil**. Meteorologische Zeitschrift 22: 711-728. 2013.
- ARAKI, L. A.; SAWAKUCHI, A. O.; TURRA, B. B.; SILVA, M. L. S. **Dinâmica sedimentar do baixo rio Tapajós, Pará: um exemplo de sistema deposicional fluvial dominado por ondas**. XIV Congresso da ABEQUA. 2013.
- ARCHER, A. W. **Review of Amazonian depositional systems**. In Fluvial Sedimentology VII, BLUM, M.; MARRIOTT, S.; LECLAIR, S. F. (eds), Blackwell: Oxford, UK; 17–39. 2005.

BERTANI, T. C., ROSSETTI, D. F., HAYAKAWA, E. H., AND COHEN, M. C. L. **Understanding Amazonian fluvial rias based on a late pleistocene-holocene analog.** *Earth Surf. Process. Landforms*. 40, 285–292. 2014. doi: 10.1002/esp.3629

BERTASSOLI JR, D. J.; SAWAKUCHI, A. O.; SAWAKUCHI, H. O.; PUPIM, F. N.; HARTMANN, G. A.; MCGLUE, M. M.; CHIESSI, C. M.; ZABEL, M.; SCHEFUß, E.; PEREIRA, T. S.; SANTOS, R. A. **The fate of carbon in sediments of the Xingu and Tapajós clearwater rivers, eastern Amazon.** *Frontiers in Marine Sci.* 4, article 44. 2017.

BEZERRA, I.S. **O cenozoico superior do centro-oeste da bacia do amazonas: paleobotânica do embasamento cretáceo e evolução do rio amazonas.** Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica. Universidade Federal do Pará. Belém, 2018

BIZZI, S.; LERNER, D.N. **Characterizing physical habitats in rivers using map-derived drivers of fluvial geomorphic processes.** *Geomorphol.* 169, 64–73, 2012.

BRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAM BRASIL, Folha SA-21. Santarém. Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra.** Rio de Janeiro. 522p., ilust tab., 7 mapas (Levantamento de Recursos Naturais), 1976.

BRIERLEY, G. J.; FRYIRS, K. A. **Geomorphology and river management: applications of the river styles framework.** John Wiley & Sons. 2005.

BUFFINGTON, J. M.; MONTGOMERY, D. R. **A systematic analysis of eight decades of incipient motion studies, with special reference to gravel-bedded rivers.** *Water Resour Res*; 33:1993–2029. 1997.

CHARLTON, R. **Fundamentals of fluvial geomorphology.** Routledge. Abingdon. 234 pp. 2008.

CLÉMENT, P.; PIÉGAY, H. **Statistics and fluvial geomorphology.** In KONDOLF, M. G.; PIÉGAY, H. (Eds): *Tools in Fluvial Geomorphology.* J. Wiley and Sons, Chichester, 597-630. 2003.

CLIFF, A. D.; ORD, J. F. **Spatial processes: models and applications.** Prion, Londres. 266p. 1981.

COSTA, J.B., BEMERGUY, S.R.L., HASUI, Y., BORGES, M.D. **Tectonics and paleogeography along the Amazon river.** Journal of South American Earth Sciences 14, 335–347, 2001.

COSTIGAN, K. H.; DANIELS, M. D.; PERKIN, J. S.; GIDO, K. B. **Longitudinal variability in hydraulic geometry and substrate characteristics of a Great Plains sand-bed river.** Geomorphology. 210:48–58. 2014.

COTTON, C.A. **"Rias Sensu Stricto and Sensu Lato"**. The Geographical Journal. 122 (3): 360–364. 1956. [doi:10.2307/1791018](https://doi.org/10.2307/1791018)

CPRM, Serviço Geológico do Brasil. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo: sistema de informações geográficas-SIG** [Geological Map of Brazil 1:1.000.000 scale: geographic information system-GIS]. Brasília: CPRM. 41 CD Roms. 85-7499-009-4, 2004.

DOORNKAMP, J. C.; KING, C. A. M. **Numerical analysis in Geomorphology: An Introduction.** London: Edward Arnold Ltd., 372p. 1971.

DOXARAN, D.; CHERUKURU, R.; LAVENDER, S. **Use of reflectance band ratios to estimate suspended and dissolved matter concentrations in estuarine waters.** International Journal of Remote Sensing, 26(8), pp. 1763-1769. 2005.

FEARNSIDE, P. M. **Amazon dams and waterways: Brazil's Tapajós Basin plans.** Ambio. 2015. doi: 10.1007/s13280-015-0642-z. <http://link.springer.com/article/10.1007/s13280-015-0642-z>.

FRANZINELLI, E. **Características morfológicas da confluência dos rios Negro e Solimões (Amazonas, Brasil).** Revista Brasileira de Geociências, p. 587-596, 2011.

FREITAS, P. T. A.; ASP, N. E.; SOUZA-FILHO, P. W. M.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; SILVA, M. S. **Tidal influence on the hydrodynamics and sediment entrapment in a major Amazon River tributary - lower Tapajos River.** J. South Am. Earth Sci. 79, 189e201. 2017.

FRICKE, A. T.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; NOWACKI, D. J.; ASP, N. E.; SOUZA FILHO, P. W. M.; DA SILVA, M. S.; JALOWSKA, A. M. **River tributaries as sediment sinks: processes operating where the Tapajós and Xingu rivers meet the Amazon tidal river.** Sedimentology. 2017. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12372>.

FRICKE, A. T.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; NOWACKI, D. J.; ASP, N. E.; SOUZA FILHO, P. W. M. **Morphology and dynamics of the intertidal floodplain along the Amazon tidal river.** Earth Surface Processes and Landforms. 2019. doi:10.1002/esp.4545.

GAUCHEREL C., FRELAT R., SALOMON L., ROUY B., PANDEY N., CUDENNEC C. **Regional watershed characterization and classification with river network analyses.** Earth Surface Processes and Landforms 42, 2068–2081. 2017.

GOUDIE, A. **Rias: Global distribution and causes.** Earth. 2017. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.12.009>

GOUROU, P. **Observações Geográficas na Amazônia.** Revista Brasileira de Geografia, vol. 11, nº 3, pp.355-408. 1949.

HUANG, W.; DEVRIES, B.; HUANG, C.; LANG, M.; JONES, J.; CREED, I.; CARROLL, M. **Automated extraction of surface water extent from Sentinel-1 data.** Remote Sens. 10, 797. 2018.

IBANEZ, D. M.; DE MIRANDA, F. P.; RICCOMINI, C. **Geomorphometric pattern recognition of SRTM data applied to the tectonic interpretation of the Amazonian landscape.** ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing. Elsevier. 2014.

IRION, G.; BUSH, M. B.; NUNES DE MELLO, J. A.; STÜBEN, D.; NEUMANN, T.; MÜLLER, G.; MORAES DE, J. O.; JUNK, J. W. **A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajos, eastern Amazonia.** Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. 240, 523e536. 2006.

IRION, G.; DE MELLO, J. A. S. N.; MORAIS, J.; PIEDADE, M. T. F.; JUNK, W. J.; GARMING, L. **Development of the Amazon valley during the middle to late quaternary: sedimentological and Climatological observations** (Chapter 2). In: JUNK, W. J., et al. (Eds.), Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management, Ecological Studies, vol. 210. Springer Science Business Media, pp. 28e42. 2010.

JOMBART, T.; DEVILLARD, S.; BALLOUX, F. **Discriminant analysis of principal components: a new method for the analysis of genetically structured populations.** BMC Genetics 11: 94. 2010.

JOMBART, T. **Adegenet: a R package for the multivariate analysis of genetic markers.** Bioinformatics 24: 1403-1405. 2008.

KASPRAK, A., HOUGH-SNEE, N., BEECHIE, T., BOUWES, N., BRIERLEY, G., CAMP, R., FRYIRS, K., IMAKI, H., JENSEN, M., O'BRIEN, G., ROSGEN, D., WHEATON, J. **The blurred line between form and process: A comparison of Stream Channel Classification Frameworks.** PLOS One, 2016. doi:10.1371/journal.pone.0150293

KING, C. A. M. **Techniques in Geomorphology.** Edward Arnold, London. 1996.

KNIGHTON, A. D. **Asymmetry Of River Channel Cross-Sections: Part II. Mode of Development And Local Variation.** Earth Surface Processes and Landforms, Vol. 7, Issue 2, pp. 117-131. 1982.

KNIGHTON, D. **Fluvial forms and processes: a new perspective.** New York: Arnold; 1998.

KNOX, R. L.; LATRUBESSE, E. **A geomorphic approach to the analysis of bedload and bed morphology of the Lower Mississippi River near the Old River Control Structure.** Geomorphology (Amsterdam) , V. 268 , P. 35-47 , 2016.

LATRUBESSE, E. **Large rivers, megafans and other Quaternary avulsive fluvial systems: A potential “who's who” in the geological record.** Earth-Science Reviews, v.146, p.1-30, 2015.

LATRUBESSE, E.; FRANZINELLI, E. **The Holocene alluvial plain of the middle Amazon river, Brazil.** Geomorphology 44, 241e257. 2002.

MARTÍNEZ-FERNÁNDEZ, V., TÁNAGO, M.G., DE JALÓN D.G. **Selecting geomorphic variables for automatic river segmentation: Trade-offs between information gained and effort required.** Geomorphology, 329, pp. 248-258, 2019.

MATHER, P. M. **Areal classification in geomorphology.** In Spatial Analysis in Geomorphology, edited by CHORLEY, R. J. 305-322. New York: Harper & Row, 1972.

MCCOY, M. W.; BOLKER, B. M.; OSENBERG, C. W.; MINER, B. G.; VONESH, J. R. **Size correction: comparing morphological traits among populations and environments.** Oecologia 148: 547–554. 2006.

- MEDEIROS FILHO, L. C.; LAFON, J. M.; SOUZA FILHO, P. W. M. **Pb-Sr-Nd isotopic tracing of the influence of the Amazon River on the bottom sediments in the lower Tapajos River.** J. S. Am. Earth Sci. 70, 36e48. 2016.
- MOHOR, G. S.; RODRIGUEZ, D. A.; TOMASELLA, J.; SIQUEIRA JUNIOR, J. L. **Exploratory analyses for the assessment of climate change impacts on the energy production in an amazon run-of-river hydropower plant.** J. Hydrol. Reg. Stud. 2015. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.04.003>
- MONTGOMERY, D. R.; BUFFINGTON, J. M. **Channel-reach morphology in mountain drainage basins.** Geol. Soc. Am. Bull. 109, 596–611. 1997.
- ORLOWSKI, L.A., SCHUMM, S.A., MIELKE, P.W.J. **Reach classification of the lower Mississippi River.** Geomorphology 14, 221–234. 1995.
- PARK, E., LATRUBESSE, E.M. **Modeling suspended sediment distribution patterns of the Amazon River using MODIS data.** Remote Sensing of Environment, v. 147, p. 232–242, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2014.03.013>.
- PHILLIPS, R.T.J., DESLOGES, J.R. **Alluvial floodplain classification by multivariate clustering and discriminant analysis for low-relief glacially conditioned river catchments.** Earth Surface Processes and Landforms, 40, 756-770, 2015. doi: 10.1002/esp.3681.
- ROSGEN, D. L. **A Classification of Natural Rivers.** Catena. 22:169–199. 1994.
- ROSSETTI, D. F.; VALERIANO, M. M. **Evolution of the lowest Amazon basin modeled from the integration of geological and SRTM topographic data.** Catena 70: 253-265. 2007.
- ROSSETTI, D. F. **The role of tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil's Amazonian landscape.** Earth Sci. Rev. 139, 362–389. 2014.
- SHRODER JF, J. R.; BISHOP, M. P. **A perspective on computer modeling and fieldwork.** Geomorphology 53:1–9. 2003.
- SIOLI, H. **The Amazon. Limnology and landscape ecology of mighty tropical river and its basin.** Dordrecht, Pub. Junk, 800 p. 1984.

TRICART, J. L. F. **Tipos de planícies aluviais e leitos fluviais na Amazônia Brasileira.** Revista Brasileira de Geografia, v. 2, p. 3-38, 1977.

VALENTINE, A.; KALNINS, L. **An introduction to learning algorithms and potential applications in geomorphometry and Earth surface dynamics.** Earth Surface Dynamics. 4: 445-460. 2016.

5 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os resultados apresentados permitem que sejam feitas as seguintes considerações.

- O relevo na área de estudos possui expressões de estruturas crustais rasas, mais próximas ao eixo N-S, e profundas, mais próximas ao eixo E-W. Tais feições interagem diretamente com os processos morfogenéticos em curso, direcionando a dinâmica recente do relevo. A presença de elementos estruturais bem marcados em alinhamentos de drenagem e relevo, reforça a hipótese de movimentação neotectônica na região, que pode ser investigada com métodos apropriados em algumas das áreas indicadas neste estudo.

- São descritos para a área de estudos dois feixes de lineamentos com direção ENE-WSW, nos quais os resultados da análise sísmica, métodos potenciais e o arranjo estratigráfico, apontam a presença de falhas controlando um sistema em blocos. Os referidos feixes foram chamados Curuá do Sul e Abacaxis, em referência a classificação estrutural proposta por Neves (1990). Estes feixes possuem forte expressão regional, tendo reflexos desde o rio Madeira à oeste, até o rio Xingu à leste, e estando concordantes com os limites da planície amazônica e outros grandes conjuntos de relevo, reproduzindo o que foi encontrado na área de estudos em larga escala. Estudos de maior detalhe ao longo de outras ao longo destes feixos poderão contribuir para confirmar sua presença e elucidar sua importância na estruturação dos materiais em profundidade e do relevo. A norte, sugerimos a presença de um terceiro feixe, aqui denominado Lineamento Amorim-Belterra, que deve ser investigado em maior detalhe, para que se tenha uma melhor noção de sua expressão em profundidade.

- O arranjo de blocos descrito para a área de estudos pode ser caracterizado como um sistema *horst-gráben-horst*, no qual a ria do Tapajós estaria encaixada em um conjunto de blocos rebaixados. A presença dos blocos estruturais condicionando a forma e extensão da ria do Tapajós, traz novas e fortes evidências de controle estrutural no relevo amazônico, e adiciona complexidade ao modelo clássico de formação das rias fluviais, a partir da retomada eustática ocorrida durante o Holoceno. No caso específico da ria do Tapajós, o que até então fora descrito como um “vale afogado”, pode ser considerado como um “vale afogado em um bloco rebaixado”, de acordo com os dados que apresentamos.

- A análise morfoestrutural permitiu ainda que outras relações entre o arcabouço estrutural e o relevo em superfície fossem exploradas, como no caso do Domo de Aveiro. Foram descritas características crustais profundas para esta feição, incluindo as respostas gravimétricas e magnéticas, e em superfície, pudemos observar a direção das camadas litológicas no relevo e sua relação com as drenagens. Foram descritos também outros produtos geomorfológicos advindos da provável interação entre estruturas profundas e processos superficiais, como o amplo vale do Igarapé do Amorim e seu respectivo leque aluvial, formado no interior da ria do Tapajós.

- O desenho experimental utilizado neste trabalho, ao integrar elementos ainda pouco comuns à geomorfologia, como são os métodos geofísicos em geral, permite que grandes áreas sejam amostradas com custo zero de aquisição de novos dados. No contexto amazônico, consideramos que trata-se de um grande avanço, pela quantidade de elementos levantados e pelas possibilidades de exploração em larga escala, e também em escala local com o levantamento de dados primários, já que a nível regional pudemos apresentar diversas hipóteses de investigação para confirmação, ou não, do modelo aqui proposto. A título de exemplo, como possibilidades que ficam abertas para investigações futuras a partir deste trabalho podemos citar; geologia estrutural ao longo dos limites de blocos identificados; interpretação sísmica ao longo de pontos de intersecção dos lineamentos descritos, entre os rios Madeira e Xingu, para avaliar sua real expressão; e investigação das respostas geofísicas e morfoestruturais em longo de outras grandes rias da Amazônia, como as do Xingu e Tocantins, e em feições de menor escala.

- A interpretação conjunta de dados provenientes de diferentes fontes, com diferentes escalas de representação espacial e temporal (incluindo no eixo vertical, em profundidade) é uma tarefa ambiciosa, a qual almejamos apenas ter lançado uma proposta e análises preliminares para a área de estudos. A compreensão deste quadro deve ficar mais clara e objetiva à medida que se tenha mais dados disponíveis a nível regional, e estudos direcionados às áreas que sugerimos como chaves. A proposta que apresentamos agrega informações importantes, para um quadro regional ainda muito difuso na escala da Amazônia, mas ao mesmo tempo melhor consolidado em áreas específicas, como na Bacia do Marajó e na região da foz do Negro e Solimões.

- O método de agrupamento DAPC foi capaz de identificar trechos com suporte estatístico e significância geomorfológica. O canal do baixo Tapajós ao longo da área de estudos pode ser dividido em três trechos, aqui denominados trecho do canal estreito, alto

trecho da ria baixo trecho da ria. O limite entre os trechos alto e baixo da ria é concordante com o Lineamento Amorim-Belterra.

- A existência de uma proposta de classificação sistemática é considerada um avanço importante em estudos sobre a ria do Tapajós, uma vez que permite uma base comum de investigação e comparação posterior dos resultados. Ela permite que a morfologia do canal seja considerada na etapa de elaboração do desenho amostral em estudos de diferentes áreas, incluindo as ciências da terra e vida, e também a maneira como as sociedades se organizam e exploram estes recursos, já que, em última análise, a morfologia distinta representa a existência da distribuição distinta de recursos e habitats. A proposta de classificação do canal apresentada, com base na morfologia do canal, pode ser utilizada para investigar relações internas aos trechos (estudos de maior detalhe) ou entre os trechos identificados.

- A interpretação destes resultados frente aos dados hidrossedimentológicos conhecidos, revelou que ao longo do baixo trecho da ria, a distribuição de determinados parâmetros e processos, responde a uma dinâmica sazonal muito forte, controlada especialmente pela interação com as águas do Amazonas e efeitos de maré (sistema-Tapajós-Amazonas-Atlântico) que se manifesta principalmente na área do lago Tapajós durante a estação de águas baixas.

- A distribuição dos valores dos índices de assimetria do canal, assim como sua caracterização morfológica, nos permitiram sugerir um novo elemento (forma do canal) para o modelo evolutivo de preenchimento da ria através de afogamento dos vales. O que foi observado neste caso, é que no alto trecho da ria, que corresponde ao gráben identificado no capítulo 3, as formas de um provável leito pleistocênico são bem preservadas, com morfologia de *canyon* e altas assimetrias que podem ser associadas com um canal mais maduro, do ponto de vista evolutivo. Ao longo dos trechos localizados nos blocos altos (trechos estreito e baixo da ria), os valores de assimetria são visivelmente mais discretos, sugerindo uma maior renovação do canal em suas zonas de limite, o que faz muito sentido do ponto de vista geomorfológico. Os ajustes aos quais o canal é submetido em uma nova situação a partir do “afogamento” do vale no Holoceno, ocorrem no sentido das zonas de limite (foz e limite do canal largo) para a zona central.

6 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. **Problemas geomorfológicos da Amazônia Brasileira**. Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica v. 1:35-67. 1967.
- BALAN, E.; ALLARD, T.; FRITSCH, E.; SÉLO, M.; FALGUÈRES, C.; CHABAUX, F.; PIERRET, M-C.; CALAS, G. **Formation and evolution of lateritic profiles in the middle Amazon basin: Insights from radiation-induced defects in kaolinite**. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 69, No. 9, 2193-2204. 2005.
- BARROS A.M., SILVA, R.H., CARDOSO, O.R.F.A, FREIRE, F.A, SOUZA JR., J.J., RIVETTI, M., LUZ, D.S., PALMEIRA, R. C. B., TASSINARI, C. C. G. *Geologia Folha SD.21 Cuiabá*. Brasília, Projeto Radam Brasil, 25:192. 1983.
- BEMERGUY, R. L. **Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do rio Amazonas**. Doctoral Thesis. Belém: Universidade Federal do Pará. 1997.
- BERTANI T.C., ROSSETTI D.F., HAYAKAWA E.H., COHEN, M.C.L. **Understanding Amazonian fluvial rias based on a Late Pleistocene-Holocene analog**. *Earth Surf. Process. Landf.* 40:285–292. 2015.
- BERTASSOLI JR, D. J.; SAWAKUCHI, A. O.; SAWAKUCHI, H. O.; PUPIM, F. N.; HARTMANN, G. A.; MCGLUE, M. M.; CHIESSI, C. M.; ZABEL, M.; SCHEFUß, E.; PEREIRA, T. S.; SANTOS, R. A. **The fate of carbon in sediments of the Xingu and Tapajós clearwater rivers, eastern Amazon**. *Frontiers in Marine Sci.* 4, article 44. 2017.
- CORDANI, U. G.; BRITO-NEVES, B. B.; FUCK, R. A.; PORTO, R.; THOMAZ-FILHO, A.; CUNHA, F. M. B. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro: Petrobras, 70 p. Ciência Técnica Petróleo. Seção: Exploração de petróleo, 15. 1984.
- COSTA J.B.S., HASUI Y., BORGES M., BEMERGUY R.L. **Arcabouço tectônico meso-cenozóico da região da calha do rio Amazonas**. *Geociências*, 14(2):77-103. 1995.
- COTTON, C.A. **"Rias Sensu Stricto and Sensu Lato"**. *The Geographical Journal*. 122 (3): 360–364. 1956. doi:10.2307/1791018

- CUNHA, F .M.B. **Aspectos geomorfológicos da bacia do Médio Amazonas**. Belém, PETROBRAS. RENOR. DIREX, Relatório Interno 0669A. 1973. 23 p.
- DE MEIS, M.R.M. **Consideracoes geomorfológicas sobre o Medio Amazonas**. Revista Brasileira de Geografia, 30:3-20. 1968.
- DUNNE, T., MERTES, L.A.K., MEADE, R.H., RICHEY, J.E., AND FORSBERG, B.R. **Exchanges of sediment between the flood plain and channel of the Amazon River in Brazil**. Geological Society of America Bulletin, 110(4), 450–467. 1998.
- FILIZOLA, N., GUYOT J.L. **The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determination in the Amazon River**. Hydrol. Sci. J., 49(1), 143– 153, 2004.
- FREITAS, P. T. A.; ASP, N. E.; SOUZA-FILHO, P. W. M.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; SILVA, M. S. **Tidal influence on the hydrodynamics and sediment entrapment in a major Amazon River tributary - lower Tapajos River**. J. South Am. Earth Sci. 79, 189e201. 2017.
- FRICKE, A. T.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; NOWACKI, D. J.; ASP, N. E.; SOUZA FILHO, P. W. M.; DA SILVA, M. S.; JALOWSKA, A. M. **River tributaries as sediment sinks: processes operating where the Tapajós and Xingu rivers meet the Amazon tidal river**. Sedimentology. 2017. <http://dx.doi.org/10.1111/sed.12372>.
- FRICKE, A. T.; NITTROUER, C. A.; OGSTON, A. S.; NOWACKI, D. J.; ASP, N. E.; SOUZA FILHO, P. W. M. **Morphology and dynamics of the intertidal floodplain along the Amazon tidal river**, Earth Surface Processes and Landforms. 2019. doi:10.1002/esp.4545.
- GOUDIE, A. S. **Encyclopedia of Geomorphology**. London: Routledge, 2004.
- GOUROU, P. **Observações Geográficas na Amazônia**. Revista Brasileira de Geografia, vol. 11, nº 3, pp.355-408. 1949.
- HASUI, Y. **Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil**. In: Workshop neotectônica e sedimentação continental cenozóica no sudeste brasileiro, Belo Horizonte, MG, Brasil, SBG, p. 1-31. 1990.
- IBANEZ, D. M.; RICCOMINI, C.; MIRANDA, F. P. **Geomorphological evidence of recent tilting in the central Amazonia region**. Geomorphology 214, 378e387. 2014.

IRION, G.; BUSH, M. B.; NUNES DE MELLO, J. A.; STÜBEN, D.; NEUMANN, T.; MÜLLER, G.; MORAES DE, J. O.; JUNK, J. W. **A multiproxy palaeoecological record of Holocene lake sediments from the Rio Tapajos, eastern Amazonia.** *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 240, 523e536. 2006.

IRION, G.; DE MELLO, J. A. S. N.; MORAIS, J.; PIEDADE, M. T. F.; JUNK, W. J.; GARMING, L. **Development of the Amazon valley during the middle to late quaternary: sedimentological and Climatological observations** (Chapter 2). In: JUNK, W. J., et al. (Eds.), *Amazonian Floodplain Forests: Ecophysiology, Biodiversity and Sustainable Management*, Ecological Studies, vol. 210. Springer Science Business Media, pp. 28e42. 2010.

JUNK, W.J., BAYLEY, P.B., SPARKS, R.E. **The flood pulse concept in river–floodplain systems.** In: Dodge, D. (Ed.), *Proceedings of the International Large River Symposium*, Ottawa. Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 106, 110–127. 1989.

KUENEN, P. H. **Classification and origin of submarine canyons.** *Proc. Acad. Sci. Amst.*, B55, pp. 464-73. 1952.

LATRUBESSE, E.M., RANCY, A. **Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the Late Quaternary: the Moa and Ipixuma river basins, Brazil.** *Quaternary International*, v.72, n.6, p.67-72. 2000.

LATRUBESSE, E, STEVAUX, J. C., SINHA. R. **Tropical rivers.** *Geomorphology* 70: 187–206. 2005.

LOMBARDO, U.: **Neotectonics, flooding patterns and landscape evolution in southern Amazonia,** *Earth Surf. Dynam.*, 2, 493–511, doi:10.5194/esurf-2-493-2014, 2014.

MIRANDA, F. P.; MCCAFFERTY, F. P.; TARANIK, J. V. **Sensoriamento remoto na prospecção de hidrocarbonetos na bacia do Amazonas.** *Boletim Téc. Petrobras*, 26(4):268-291. 1983.

NEVES, C. A. O. **Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas.** *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4:95-103. 1990.

RODRIGUES, T. E.; SANTOS, P. L.; dos OLIVEIRA JUNIOR, R. C. ; de VALENTE, M. A.; SILVA, J. M. L.; da CARDOSO JÚNIOR, E. Q. **Caracterização dos solos da**

área do planalto de Belterra, município de Santarém, Estado do Pará. Belém, PA: Embrapa Amazônia Oriental, 2001. 54 p. (Embrapa Amazônia Oriental. Documentos, 115). <http://www.infoteca.cnptia.embrapa.br/handle/doc/403589>.

ROSSETTI, D. F. **The role of Tectonics in the late Quaternary evolution of Brazil Amazonian landscape.** An. Earth – Science Reviews 82, 362–389. 2014.

SAADI, A. **Neotectônica da plataforma brasileira: esboço e interpretação preliminares.** Geonomos, v.1, n.1, p.1-5, 1993.

SANTOS D.B., FERNANDES P.E.C.A., DREHER A.M., CUNHA F.M.B., BASEI M.A.S., TEIXEIRA J.B.G. **Folha SB.21 Tapajós.** Brasília, Projeto Radam Brasil, 7:376. 1975.

SANTOS, T. B.; MANCINI, F.; ROSTIROLLA, S. P.; BARROS, C. E. M.; SALAMUNI, E. **Registro da deformação pós-paleozoica na Bacia do Amazonas, região de Itaituba (PA).** Revista Brasileira de Geociências. v. 41, n. 1, p. 95-107. 2011.

SIOLI, H. Sedimentation im Amazonasgebiet, Geologische Rundschau, 168, 608–633. 1957.

SIOLI, H. **The Amazon and its main affluents: Hydrography and morphology of the river courses, and river types.** In: The Amazon: Limnology and Landscape Ecology of a Mighty Tropical River and its Basin (H. Sioli, Ed.): Dordrecht, Dr W. Junk Publishers, pp. 127–165. 1984.

STERNBERG, H. O. **Vales tectônicos na planície Amazônica?** Revista Brasileira de Geografia, v. 12: 513-533. 1950.

TARDY, Y., BUSTILLO, V., ROQUIN, C., MORTATTI, J., VICTORIA, R. **The Amazon: Bio-geochemistry applied to river basin management: Part I. Hydro-climatology, hydrograph separation, mass transfer balances, stable isotopes, and modeling,** Appl. Geochem., 20(9), 1746–1829. 2005.

TASSINARI, C. C. G. e MACAMBIRA, M. J. B. **A evolução tectônica do Cráton Amazônico.** In: Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo: Beca, 2004.

TRAVASSOS, W. A. S.; BARBOSA FILHO, C. M. **Tectonismo terciário na área do rio Tapajós, Bacia do Amazonas.** Boletim Geoc. Petrobras, 4(3):299-314. 1990

TRICART, J. L. F. **Tipos de Planícies Aluviais e Leitos Fluviais na Amazônia Brasileira.** Revista Brasileira de Geografia: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Conselho Nacional de Geografia, Rio de Janeiro, v. 39, n. 2, p.3-40, 1977.

ANEXO I - GEOMORFOLOGIA E PLANEJAMENTO AMBIENTAL EM UMA REGIÃO DE INTERESSE ESTRATÉGICO NA AMAZÔNIA BRASILEIRA

De Cortes, J. P. S., Szlafsztein, C., Luvizotto, G. L.

INTRODUÇÃO

A aplicação do conhecimento geomorfológico no planejamento e gestão ambiental e territorial transcende a compreensão da estrutura e dinâmica geomorfológica de uma determinada área e da probabilidade da iminência de eventos catastróficos, devendo-se avaliar também elementos sociais, culturais, políticos e econômicos (PANIZZA, 1991). O município de Santarém (estado do Pará, Brasil) está situado em uma região de interesse estratégico para a consolidação de uma rota de exportação amazônica de commodities (especialmente grãos), denominada Arco Norte de Exportação (AGUIAR, 2017). Esta consolidação está condicionada a investimentos em obras de infraestrutura que alteram a dinâmica territorial municipal e regional.

A região do Lago do Maicá, situada a oeste da zona urbana de Santarém (Figura 1) é de interesse estratégico para instalação de obras de infraestrutura de grande porte, como três Terminais de Uso Privados (TUP) já projetados e previstos no Plano Mestre do Complexo Portuário de Santarém (BRASIL, 2017). Em consequência, conflitos socioambientais emergem associados não só com a mudança proposta de usos do território, mas principalmente com a maneira com que este processo está ocorrendo. Um caso que ilustra bem esta problemática está associado ao licenciamento ambiental do TUP “Porto do Maicá” (FADESP, 2015), que recebeu diversas críticas em função da pouca ênfase dada à presença de populações tradicionais na área de influência do empreendimento (UFOPA, 2018). Do ponto de vista dos diagnósticos ambientais, especialmente do meio físico, o EIA apresentado no referido licenciamento está embasado majoritariamente em dados secundários, desconsiderando aspectos locais importantes, como a dinâmica geomorfológica na planície amazônica, uma das mais ativas do mundo (LEWIN e ASTWORTH, 2014).

Para que políticas de planejamento ambiental possam ser bem formuladas, é fundamental a existência de estudos que subsidiem ações capazes de prevenir, reduzir, mitigar e compensar os impactos socioambientais decorrentes da instalação destas obras. No entanto, a escassez de propostas geomorfológicas adequadas em termos de escala para a utilização em planejamento ambiental é uma realidade em Santarém e na Amazônia.

O projeto RADAM (BRASIL, 1976), na escala ao milionésimo, ainda é o trabalho que traz a proposta sistemática mais completa sobre a distribuição das unidades do relevo e sua evolução atual e pretérita para a Amazônia. No município de Santarém, apesar de aportes importantes como Andrade e Szlafsztein (2017), que discutem a distribuição de áreas sujeitas a enchentes e alagamentos, e Dourado (2017), que avalia a propensão a ocorrência de movimentos de massa, a deficiência de mapeamentos sistemáticos em escala adequada é especialmente relevante, frente a crescentes demandas de uso do território. Neste sentido, verifica-se a necessidade da atualização da discussão a respeito da origem e distribuição das unidades do relevo, de acordo com os dados mais recentes (MERTES e DUNNES, 2007; LATRUBESSE et al., 2010; ROSSETTI et al., 2015; FRICKE et al., 2017), assim como da formulação de propostas de caracterização dos ambientes morfológicos em sua diversidade e complexidade e em maior escala.

Este trabalho propõe a compartimentação geomorfológica para a região do entorno da cidade de Santarém, em escala 1:200.000 considerada adequada para que seja utilizada em processos de planejamento ambiental desta zona estratégica, e que reflita a diversidade de formas e processos encontrados. Os compartimentos descritos são considerados representativos de algumas das unidades geomorfológicas existentes ao longo da planície amazônica, especialmente a partir de seu baixo curso. São levantados potenciais e vulnerabilidades associados com o uso destes terrenos, com base nas características de cada compartimento, sua sujeição ao regime hídrico anual e mudanças ocorridas dentro de uma escala temporal superior a duas décadas (1995-2017).

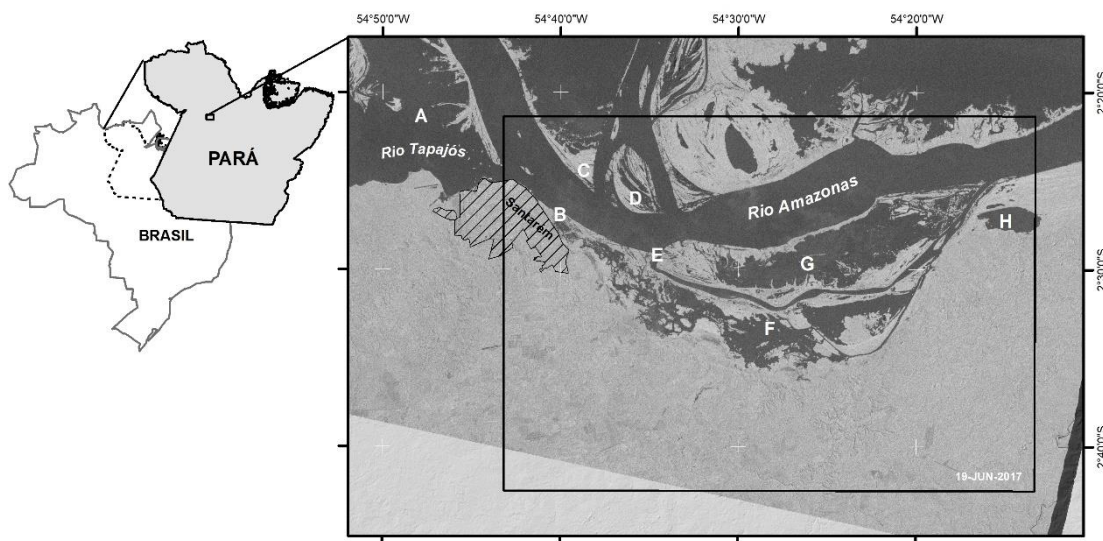


Figura 1 – Localização da área de estudos e feições descritas no texto. A – Lago Tapajós, B – Furo do Maicá, C – Ilha do Arapemã, D – Ilha Saracura, E – Paraná do Ituqui, F – Ilha do Maicá, G – Ilha do Ituqui, H – Lago Terra Firme.

MATERIAIS E MÉTODOS

A compartimentação geomorfológica teve base nos procedimentos descritos em IBGE (2009), associados com técnicas de fotointerpretação (SOARES e FIORI, 1976), geoprocessamento e sensoriamento remoto e observações de campo. Foram consideradas as propostas geomorfológicas prévias para a área de estudo como Gourou (1949), Ab'Saber (1967), Brasil (1976), Miranda et al. (1983) e Bemerguy e Costa (1991).

Os produtos de sensoriamento remoto e as bases cartográficas utilizadas estão listados na tabela 1. As imagens de sensores remotos ópticos e radar foram selecionadas de acordo com as cotas hidrológicas máximas e mínimas na confluência entre os rios Tapajós e Amazonas em 1995 e 2017, de modo a captar extremos de variação hidrológica dentro da planície. Dados de cotas hidrológicas mensais foram obtidos na plataforma Hybam (www.ore-hybam.org) para a estação Santarém (código 179000) e foram utilizados como critério para a seleção das imagens. A escolha da cena do sensor óptico seguiu ainda o critério de mínima cobertura de nuvens (< 5% na área de estudo).

A perspectiva da dinâmica geomórfica entre as datas analisadas (1995-2017), na planície fluvial, foi avaliada pela comparação entre as cenas Landsat 5 e Sentinel 1A para

os meses mais secos (outubro). O padrão da variação hidrológica foi avaliado com base na soma entre as áreas inundadas nos extremos das estações cheia e seca em 2017, extraída da análise das imagens de radar, gerando as categorias de áreas emersas, sazonalmente alagadas e perenes. As imagens de radar foram processadas no software SNAP 5.0, onde realizaram-se a correção geométrica (range doppler terrain correction), a calibração radiométrica e a filtragem de ruído (lee speckle filter) como procedimentos de pré-processamento. A extração da área inundada em cada uma das cenas foi feita através da aplicação de limiares de corte (thresholds) aplicados com base na análise dos histogramas. As máscaras de água foram então somadas de modo a se obter a variação hidrológica (CENCI et al., 2017). Uma composição falsa cor (RGB 5-4-3) da cena LANDSAT 5 foi processada no software ArcGis 10.5 e utilizada para reconhecer diferentes vegetações, solo exposto e profundidade relativa das massas d'água, indicando a sujeição dos terrenos ao regime hídrico da planície, como áreas permanentemente emersas, sazonalmente alagadas e corpos d'água perenes, respectivamente (MERTES et al., 1995). Além da maior resolução temporal da série LANDSAT, estes sensores captam um amplo espectro de frequências, que podem ser combinadas de modo a realçar diferentes alvos. Os sensores de radar possuem a vantagem de serem insensíveis à presença de nuvens. Devido à disponibilização relativamente recente dos produtos do sensor Sentinel 1A, o potencial de uso dessas imagens está ainda em fase de exploração (GUIMARÃES, 2017), sendo este um dos trabalhos pioneiros na aplicação destas imagens para caracterização geomorfológica no país.

Dados vetoriais de rede hidrográfica e planimetria foram adquiridos do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, relativos a mapeamentos atualizados ao milionésimo e aos formatos vetoriais das cartas topográficas 1:100.000, que compõem a área de estudos.

A caracterização dos compartimentos morfológicos tem base em análises e tratamentos das imagens em ambiente SIG, como a geração de mapas de hipsometria e declividade, e em descrições e observações feitas em campo. A confecção dos produtos finais e os tratamentos analíticos dos dados foram realizadas no software ArcGIS 10.5.

Perfis topográficos foram elaborados com auxílio do software GlobalMapper 18.1 e imagens SRTM adquiridas do Serviço Geológico dos Estados Unidos. Para a extrapolação das cotas batimétricas (forma do leito subaquático) foi utilizada a carta náutica Costa do Ituqui à Ilha do Meio (código de nomenclatura 4103B), disponibilizada

pela Marinha do Brasil. Estes dados foram inseridos no perfil gerado no software GlobalMapper 18.1 com escala vertical exagerada em 100% com relação às altitudes positivas, para que fossem ressaltadas as formas do leito.

PRODUTO	DATA (Estação Hidrológica)	FONTE	ESPECIFICAÇÕES
Carta Topográfica – Santarém	1978 - Imageamento	Diretoria de Serviço Geográfico	Escala 1:100.000
Carta Topográfica – Monte Alegre	aéreo de base 1983 – Publicação	– Exército Brasileiro www.bdgex.eb.mil.br	Arquivos vetoriais e Imagens raster
Carta Náutica – Costa do Itaquí à Ilha do Meio	2007 – Última Publicação/atualização	Centro de Hidrografia da Marinha Brasileira www.marinha.mil.br	Escala 1:100.000 Imagens raster
Imagem Óptica LANDSAT 5	10/10/1995 (Seca)	NASA Earth Explorer https://earthexplorer.usgs.gov/	Sensor TM
Imagem SRTM	--	USGS Disponível on-line através do Software GlobalMapper 18.1	
Imagem SAR SENTINEL 1	06/06/2017 (Cheia)	ESA Copernicus Program https://scihub.copernicus.eu	Formato de aquisição GRD/IW
	28/10/2017 (Seca)		

Tabela 1 – Imagens de satélite e bases cartográficas utilizadas

RESULTADOS E DISCUSSÃO

A compartimentação geomorfológica permitiu a individualização e caracterização dos seguintes compartimentos:

Planície em Barras de Acreção - PBA

Esta unidade é caracterizada pela presença de barras de acreção arenosas e diques aluviais evidentes na morfologia da planície. O relevo predominante é de padrão Crista e Calha (ridge and swale) que caracteriza os ambientes formados pela acreção gradativa de barras seguindo a evolução e migração dos canais. O resultado é um conjunto de feições lineares com alternância de cristas vegetadas permanentemente emersas e depressões sazonalmente ou permanentemente alagadas.

A evolução deste relevo, segundo Nanson (1980), é marcada pela deposição de barras (sedimentos grosseiros) nas adjacências da margem convexa de um meandro. Esta deposição está associada com um fluxo secundário de menor velocidade e maior concentração de sedimentos, que diverge do fluxo principal do canal por uma “zona de separação”, que se configura em uma crista em formação a partir do leito do rio. Quando a margem côncava é erodida novamente no pulso seguinte, uma nova crista é formada no sentido de migração do canal, aumentando a área da planície dominada por estas barras de acreção. Este tipo de padrão pode ser formado ainda pela acreção lateral de diques aluviais em canais retilíneos com migração lateral (LEWIN e ASTWORTH, 2014). Apesar do resultado em termos de formas de relevo ser muito similar em ambos os casos, os processos se diferenciam principalmente pela ausência de deposição de material grosseiro no leito, gerando um canal secundário que migra lateralmente a medida em que processos erosivos predominam na margem oposta. Na formação pela acreção de diques marginais, predominam depósitos finos e a escala de tempo envolvida na evolução destes relevos é secular em contraponto às variações decadais bem perceptíveis no processo envolvendo a presença de barras observado na área de estudos através da comparação das imagens de 1995 e 2017.

Van der Lageweg et al. (2014) avaliaram experimentalmente se a formação das barras de acreção está relacionada com a erosão da margem oposta ou com variação na taxa de sedimentação, demonstrando a importância da erosão da margem externa tanto na

migração do canal, quanto na formação das planícies dominadas por estas feições. Latrubesse & Franzinelli (2002) atribuíram idade pleistocênica tardia para a formação de planícies configuradas neste padrão no médio Amazonas, em uma zona morfológicamente muito similar à planície do Maicá.

Diques aluviais associados ao canal principal do Rio Amazonas, aos canais secundários (paranás) e assessórios aos próprios paranás, estão representados nesta unidade como relevos positivos nas bordas de trechos retilíneos dos mesmos. Há ainda uma rede complexa de diques em canais conectores nas zonas alagadas marginais (várzeas). Estes diques podem estar ativos ou não, e encontram-se suspensos em mais de 10 metros a partir do nível de vazão plena, com sua altitude e configuração variando consideravelmente. Estas feições possuem as maiores declividades dentro da planície, sendo as zonas de quebra de um relevo majoritariamente plano. A cobertura vegetal varia de acordo com a estabilidade do canal associado, ao passo que também influi na mesma à medida que diques densamente vegetados contribuem para a preservação do canal, gerando um feedback positivo. Wittman et al. (2004) descrevem este processo a partir do estabelecimento da vegetação pioneira que tende a intensificar a deposição de sedimento grosseiro devido ao aumento da resistência à energia do fluxo, gerando soerguimento da topografia e a diminuição do período inundável ao longo do ano, o que favorece a sucessão florestal.

A vulnerabilidade deste compartimento ao suporte de empreendimentos de infraestrutura associa-se à intensa atividade geomórfica, representada por áreas extensas de erosão e sedimentação fluvial dos canais principais e secundários do rio Amazonas e de seus afluentes diretos. A figura 3B mostra que este compartimento apresenta mudanças morfológicas bem perceptíveis, associadas com processos de erosão e sedimentação intensos como por exemplo na boca do Paraná do Ituqui (Figura 1E). Salienta-se a importância deste compartimento no controle dos pulsos de inundação de toda área do Lago do Maicá, de modo que intervenções antrópicas como obras de alteamento e/ou terraplanagem, se mal projetadas, possuem potencial de causar impactos irreversíveis e de escala regional nos meios físico, biótico e socioeconmico. Sugere-se fortemente que esta dinâmica seja considerada em sua perspectiva espaço-temporal nas etapas de planejamento e avaliação de impactos de empreendimentos previstos para a rea.

Planície Inundável - PI

Esta unidade é amplamente representada na área, sendo menos extensa somente que o Planalto de Santarém-Belterra. A planície de várzea é delimitada quase em sua totalidade por diques aluviais e barras de acreção (PBA), que atuam no sentido de confinar estas porções rebaixadas, limitando sua conectividade com os canais principais e secundários do fluxo principal e permitindo a formação de mosaicos complexos de ecossistemas ripários, lânticos e de várzea (TOCKNER & STANFORD, 2002). O relevo desta unidade é plano e raramente atinge altitudes superiores a 10 metros acima do nível do mar. Como se encontra fora dos fluxos dos canais principais, dominam sedimentos finos na base de corpos d'água perenes (lagos) e sazonais (alagados). A maior parte associa-se a terras baixas nas ilhas do Maicá e do Ituqui, e na margem direita do furo do Maicá, todos sujeitos à inundação sazonal das águas dos canais associados ao rio Amazonas, da variação do lençol freático, e em menor grau de contribuição, dos igarapés de terra firme.

A formação de terras baixas inundáveis pode associar-se com a avulsão do canal principal associada à aggradação no cinturão de canais, resultando na formação de um canal lateral com vantagem em termos de gradientes hidráulicos com relação à zona abandonada (ALLEN, 1965), em um processo similar ao descrito para a formação das planícies em barras de acreção. Zonas de aggradação são comuns em rios com baixos gradientes a medida em que aproximam ao nível de base, e podem ter relação com o aumento na sinuosidade (redução do gradiente hidráulico), a atividade neotectônica, as variações eustáticas ou a compactação diferencial da planície de inundação (KLEINHANS et al., 2013). Outros processos envolvidos na evolução destas planícies em escalas temporais que variam de decadais a seculares incluem rompimento de meandros, compactação, sedimentação e sucessão vegetacional. O balanço entre deposição de sedimentos finos na planície de inundação e a remoção destes por erosão e avulsão fluvial está associado com a largura do canal principal, afetando o padrão de formação de barras, a morfologia da planície e as taxas de migração do canal (LEWIN & ASTWORTH, 2014).

A morfologia da área do Lago do Maicá relaciona-se ainda a um contexto de confluência tripla, entre o rio Tapajós e dois canais bifurcados do rio Amazonas, separados a montante pela Ilha do Arapemã (Figura 1C). A confluência destes fluxos com velocidades e aportes sedimentares distintos em uma zona com espaço de acomodação de

sedimentos origina um complexo que inclui duas ilhas principais (Maicá e Ituqui), apartadas da terra firme por canais secundários (paraná) e compostas internamente por planícies inundáveis (várzeas) margeadas por PBA. A presença de diques aluviais alteados e estreitos com relação aos canais principais e secundários favorece o predomínio de sedimentação orgânica sobre a mineral nas áreas inundáveis, formando lagos de água escura perenes.

O uso do solo neste compartimento está associado com atividades agropastoris, envolvendo técnicas de manejo rústicas, e de pesca, efetuadas de acordo com a dinâmica hidrológica da planície por populações tradicionais altamente adaptadas. Além da importância biológica e ecológica já apontada em outros trabalhos (PINHEIRO et al., 2016), estes terrenos possuem relevância na manutenção de modos de vida de populações ribeirinhas, sendo essencial que tais fatores sejam considerados em qualquer proposta de implantação de empreendimentos que altere as condições deste compartimento. Vale pontuar ainda as limitações em termos da execução de obras de nivelamento topográfico que envolvam especialmente a drenagem destes terrenos, eventualmente necessárias para que outros usos sejam implementados nos mesmos. Do ponto de vista do meio biótico, dentro dos processos de licenciamento ambiental, é crucial que sejam realizados estudos de detalhe que possam avaliar corretamente a diversidade de ambientes em termos espaciais e em sua variação sazonal. Intervenções sem o planejamento adequado neste compartimento podem impactar diretamente os ecossistemas de várzea gerando ressonâncias nos estoques pesqueiros do lago e impactos secundários igualmente expressivos no meio socioeconômico.

Planície Emersa - PE

Esta unidade se encontra distribuída na margem direita da planície do canal principal do rio Amazonas, a jusante da ilha do Maicá, e se estende por cerca de 22 km até a inflexão do rio para Norte, nas proximidades da cidade de Monte Alegre. Difere da Planície Inundável principalmente pela baixa conectividade dos principais corpos d'água com o fluxo do rio Amazonas, seja por seu canal principal ou secundários. Deste modo, os lagos presentes nesta planície são alimentados quase que exclusivamente por fluxo hiporréico, caracterizado pela mistura de águas superficiais e freáticas, e eventuais contribuições de igarapés, como é o caso do Lago Terra Firme (Figura 1H). Zonas dominadas por este tipo de fluxo são importantes no suprimento de nutrientes e substratos

para os ciclos biogeoquímicos em ambientes altamente húmicos, com pouca contribuição de sedimentação mineral mesmo durante o estágio das cheias (BOANO et al., 2006).

O padrão em crista e calha denuncia a origem em comum deste compartimento com os demais da planície, no entanto a pouquíssima contribuição das águas das cheias do rio Amazonas na variação do nível dos corpos de água indica a presença de processos morfogenéticos distintos. Em comparação com os demais trechos de planície, nota-se aqui ainda a predominância de maiores altitudes (entre 10 e 20 metros), diretamente associadas com ausência de áreas inundáveis internamente à planície. A reduzida conectividade com a dinâmica fluvial do Amazonas aumenta a expressividade da contribuição das águas advindas dos igarapés de terra firme na alimentação dos lagos presentes neste compartimento, o que provavelmente tem efeitos também nas características hídricas e ecológicas destes corpos d'água.

Do ponto de vista do planejamento ambiental, este trecho da planície apresenta limitações similares às descritas para os compartimentos PBA e PI, apesar de ser considerado mais estável em termos geomorfológicos devido à menor interação com as variações hidrológicas sazonais. A figura 2 ilustra a dinâmica hidrológica dos compartimentos de planície observada em dois produtos distintos; o mosaico (A) gerado a partir da sobreposição de cenas de radar representativas dos períodos seco e cheio que indica as zonas perenes e inundáveis no interior da planície, e a composição Landsat 5 (B) que mostra esta variação a partir da tonalidade da vegetação. Os tons verde mais intenso indicam terrenos permanentemente emersos e os marron aqueles terrenos que ficam a maior parte do tempo submersos, com poucas condições para o estabelecimento de vegetação. Os diferentes tons de azul são alusivos ainda da batimetria dos lagos, com distinções entre zonas rasas e profundas. A comparação entre as imagens permite visualizar mudanças claras na planície dentro da escala temporal analisada (1995-2017), como a erosão total da “Ilha Nova” e mudanças na morfologia da “Ilha do Arapemã”. Nota-se ainda a pouca variação hidrológica sazonal do compartimento PE com relação às demais áreas da planície, explicitada pela limitada ocorrência de áreas cinzas em A (inundáveis) e pelo estabelecimento uniforme da vegetação em B (ausência de tons marrons).

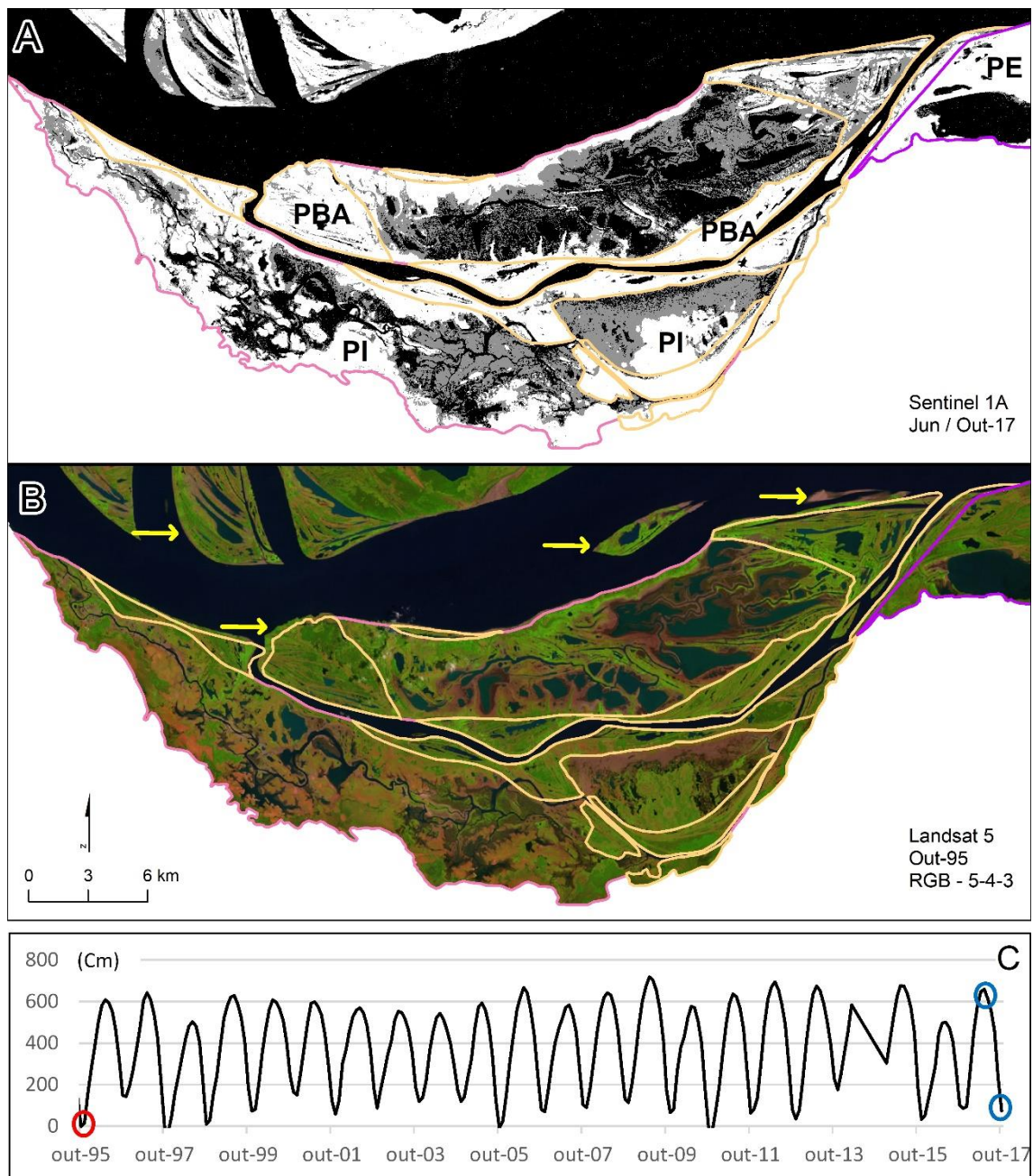


Figura 2 – Elementos hidrológicos da planície. A – Composição de imagens de radar indicando os corpos d’água (preto), as áreas inundáveis sazonalmente (cinza) e as áreas permanentemente emersas branco. B – Composição de sensor ótico onde é possível notar diferentes tons de vegetação e solo exposto, associados com o regime hidrológico da planície. As setas amarelas indicam as mudanças mais perceptíveis na morfologia, como a total erosão da “Ilha Nova” no centro, bem como de um pequeno banco de areia mais à jusante do Amazonas e mudanças na morfologia da ilha do Arapemã e no furo do Ituqui, à leste na imagem. C – Relação entre as cotas hidrográficas na estação Santarém e o período de aquisição das imagens de sensoriamento remoto. O círculo vermelho indica o período de aquisição da cena Landsat 5 e os azuis das cenas Sentinel 1A.

Terraço de Santarém - TS

A denominação Terraço de Santarém aparece pela primeira vez em Gourou (1949). Ab'Saber (1967) e Meis (1968) referenciam terrenos intermediários, situados a uma altitude média de 30 metros acima do nível do mar, entre a planície amazônica e os planaltos adjacentes, estes dispostos em cotas superiores a 150 metros acima do nível do mar. Meis (1968) menciona solos arenosos associados à baixa frequência de drenagens, à esparsa vegetação e à presença de morros testemunhos (ex. Serras do Índio e Embratel), que atestariam a natureza desta superfície como terraços erosivos. A individualização do TS como um compartimento do relevo no entanto remonta à Hartt (1874) que, além de diferenciar as “terras baixas” das “terras altas” (os planaltos adjacentes), observa que estas se tornam mais amplas e abundantes à jusante da bacia, enquanto os planaltos mostram lógica de distribuição inversa, sendo mais representativos à montante da confluência com o rio Xingu. Este autor menciona as “escarpas de Cuçuri”, na região de Santarém e as serras de Parintins, Almeirim e Trombetas, incluindo no mesmo contexto os mencionados “Planaltos do Tapajós-Xingu” (BRASIL, 1976) presentes na margem direita do rio Amazonas, no interflúvio entre estes importantes tributários e as “serras” da margem esquerda do rio.

Os terrenos apresentam baixas declividades e vales pouco encaixados de igarapés de menor expressão (primeira ou segunda ordem hierárquica). Os morros testemunhos, localmente chamados de serras (figura 3B), são feições marcantes e se elevam até cerca de 100 metros da base, apresentando topos convexos ou planos e vertentes íngremes, originalmente florestadas. A figura 5A, ilustra como a Serra do Saubal, na zona urbana de Santarém, corresponde a um morro testemunho típico. A presença de materiais mais resistentes sustentando estas feições, como níveis lateríticos ou de arenitos ferruginizados é contrastante com as camadas muito friáveis que compõem as sequências inferiores ao longo das vertentes. Os materiais que compõem os terrenos emersos na área de estudos (TS e PSB) pertencem à Formação Alter do Chão (CAPUTO et al., 1971), e são caracterizados justamente por esta intercalação de camadas siliciclásticas, com deposição no Cretáceo em ambientes provavelmente fluvio-lacustres (MENDES et al., 2012) com a presença marcante de níveis lateríticos distintos, classificados por Costa (1991) em ferruginosos e imaturos.

Brasil (1976) considera este compartimento como uma superfície pediplanada de idade neo-pleistocênica, acatando a proposta de Ab'Saber (1967). Este autor acrescenta que tal superfície seria formada durante alternância entre períodos erosivos e de afogamento dos vales fluviais associados com variações glácio-eustáticas, enquanto a influência tectônica estaria registrada pelas orientações preferenciais das drenagens. Cunha (1973) relaciona a direção do rio Arapiuns com outras drenagens a nível regional (rios Urubu, Crepori, Abacaxis, Mamuru, Jatapu), salientando que estas são coincidentes com direções estruturais e considera que o baixo curso do rio Tapajós se desenvolveu em um graben, segundo o modelo de rift valley, cujos falhamentos iniciais se deram no Jura-Triássico, e que após a deposição dos sedimentos mesozóicos teriam sido reativados. A figura 3 ilustra a paisagem a partir dos compartimentos PI (figura 3A) e TS (figuras 3B e 3C).



Figura 3 – Elementos da paisagem na área de estudos; A – A partir de PI os terrenos de Terra Firme de TS, onde está situada praticamente toda malha urbana de Santarém (notar construções no canto direito da imagem). Ao fundo, o Planalto de Santarém-Belterra (PSB) se impõe. B – No Terraço de Santarém um morro testemunho de topo convexo marca a paisagem. C – Ao fundo da imagem é possível visualizar a Planície do Maicá, a partir de TS. O ponto de aquisição das imagens e direção de visada são indicados no mapa de compartimentos geomorfológicos (figura 4).

Na proposta de Ab'Saber (1967), esta unidade forma com o Planalto de Santarém-Belterra (PSB) a unidade dos “Baixos Platôs Terciários”. A diferença topográfica entre ambas superfícies ocorre por escalonamentos e rebaixamentos aos quais denomina Degradação Erosiva Pré-pliocênica, associada a processos de desgaste e aplainamento generalizado na Amazônia brasileira ocorridos durante o Mioceno.

As limitações à implantação de empreendimentos estão relacionadas principalmente com possíveis efeitos sinérgicos, associados com problemas advindos do crescimento rápido e pouco planejado do sítio urbano de Santarém, o que impõe, especialmente à área do Maicá situações de vulnerabilidade socioambiental (SILVA, 2017). Vale salientar ainda que a zona do Maicá se configura em um dos principais eixos de urbanização e ocupação no município, aproveitando os acessos da rodovia Curuá-Una (PA-370). Outro aspecto a ser considerado é a influência direta que situações de desequilíbrio ambiental podem causar nos recursos hídricos dos compartimentos de planície, especialmente na Planície Inundável (PI), como possíveis processos de assoreamento desencadeados pela retirada da cobertura vegetal em áreas com substrato geológico pouco consolidado (LOPES, 2018).

Planalto de Santarém-Belterra - PSB

Brasil (1976) caracteriza este compartimento como parte de um conjunto denominado “Planaltos do Tapajós-Xingu”, limitado na margem direita pelo rio Tapajós e na transição a nordeste com a planície amazônica, em forma de rebordos erosivos com desníveis que podem alcançar dezenas de metros de altura. Na bacia do rio Curuá-Una, a transição entre as porções mais altas e as mais dissecadas do terreno é gradual e suave, contrastante com as referidas quebras que marcam essa transição no sentido das drenagens principais, formando barrancos às margens do rio Tapajós em seu baixo curso e na transição com a planície amazônica. Bemerguy e Costa (1991), em concordância com Miranda et al. (1983), interpretam este compartimento como conjuntos de serras formados por frações de dobras em tetos de cavalgamento dispostos em blocos estruturais individualizados por movimentação diferencial.

Apesar da aparente homogeneidade apresentada nas propostas de classificação do relevo existentes, internamente podem ser definidos terrenos distintos. Tais situações podem variar de tabuleiros que se estendem por dezenas de quilômetros como na zona de

interflúvio do rio Uruará, a relevos suave-ondulado a ondulado, com topos convexos e vertentes suaves nas proximidades do rio Curuá-Una. Em outros casos, drenagens bem encaixadas se apresentam em vales estreitos e controladas estruturalmente por lineamentos de caráter regional bastante evidentes (MIRANDA et al., 1983) além de anomalias tais como cotovelos, capturas de drenagem e padrões anelares localizados. A assimetria encontrada na configuração das bacias interiores, incluindo a do Curuá-Una, para qual conflui praticamente toda a drenagem dos planaltos, também é um indicativo da importância do arranjo estrutural na conformação e consequente evolução do relevo.

Este compartimento tem sofrido pressões intensas de mudança de uso do solo, com a implantação de extensos cultivos especialmente de soja, desde a região de Mojuí dos Campos até o entorno de Santarém, aproveitando os principais acessos rodoviários da região e as vantagens competitivas advindas da consolidação de Santarém como entreposto no Arco Norte de Exportação (ARAÚJO et al., 2008). Problemas ambientais recorrentes na Amazônia são verificados neste compartimento, como exaustão de solos e abandono de áreas, inviabilização da manutenção de modos de vida de populações tradicionais e agricultores familiares por vezes secularmente estabelecidos (GAYOSO DA COSTA, 2011). A implantação de novos empreendimentos seja de infraestrutura ou unidades produtivas deve considerar as pressões já sofridas pelas populações residentes, assim como pelos recursos naturais, entre os quais é possível observar impactos na água, nos solos e no ar, advindos diretamente da implantação do modelo agrícola de larga escala na região e ampliação de obras de infraestrutura.

A figura 4 ilustra a distribuição dos compartimentos geomorfológicos na área de estudos e a figura 5 a representação dos mesmos em perfil indicando as feições apontadas ao longo do texto e a morfologia do leito do Amazonas.

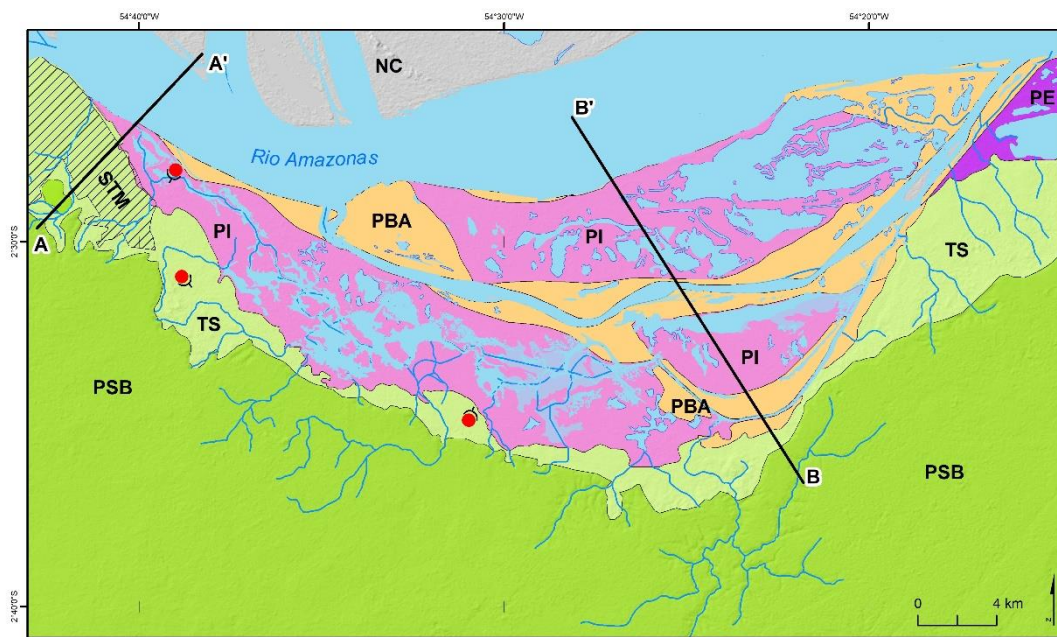


Figura 4 – Compartimentos Geomorfológicos na região de Santarém – PBA – Planície em Barras de Acreção – PI – Planície Inundável – PE – Planície Emersa – TS – Terraço de Santarém – PB – Planalto de Santarém-Belterra – NC – Não classificado. Os círculos vermelhos representam os pontos de tomada e direção das fotografias apresentadas na figura 3, de oeste (3A) para leste (3C).

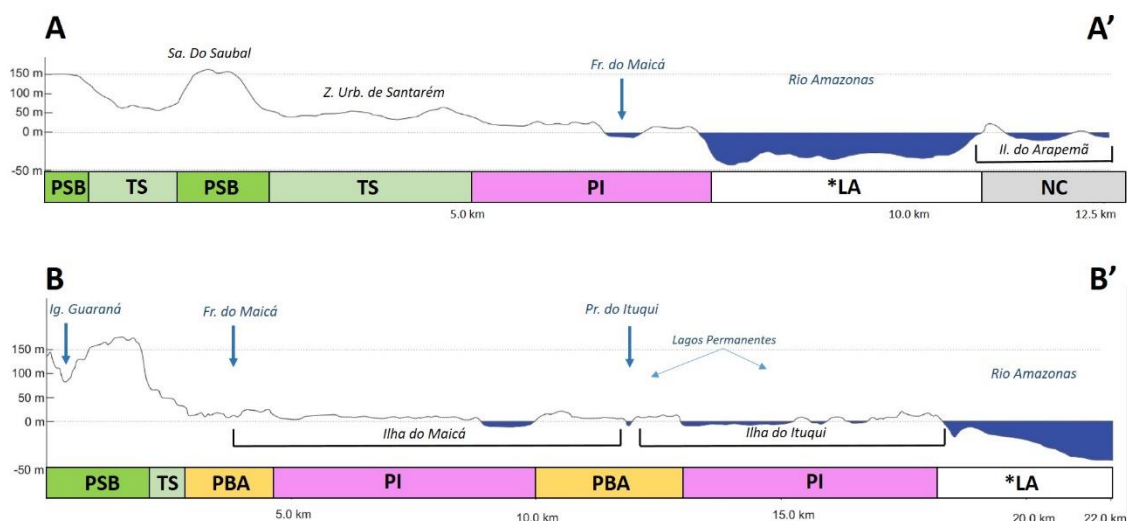


Figura 5 – Perfis topográficos indicando a distribuição dos compartimentos geomorfológicos e a morfologia dos leitos – LA – Leito do rio Amazonas *exagero vertical de 100% - NC – Não Classificado

CONCLUSÕES

A compartimentação geomorfológica apresentada neste trabalho pode ser utilizada como subsídio para o planejamento ambiental dos empreendimentos já previstos para a área de estudos e outros que possam vir a ser propostos em seu entorno. A individualização destes compartimentos, é importante também no sentido de direcionar esforços em compreender as formas e os processos geomórficos presentes e atuantes neste trecho da planície amazônica. De forma geral, são ainda os escassos trabalhos que proponham a individualização de feições nesta escala na Amazônia brasileira.

A comparação de imagens entre diferentes anos, com um hiato superior a duas décadas, permitiu observar uma dinâmica intensa nos processos de erosão/sedimentação, contando inclusive com o desaparecimento total da Ilha Nova e mudanças evidentes na forma da ilha do Arapemã. Estudos com maior resolução temporal com imagens de satélite podem indicar taxas de ocorrência destes processos, zonas com maior propensão à ocorrência dos mesmos e até apontar tendências no desenvolvimento da planície a médio prazo, resultados estes de extrema utilidade para a eficácia de processos de planejamento ambiental, especialmente de empreendimentos de grande porte instalados nas áreas de planície (ex. infraestrutura portuária).

Em termos metodológicos, ficou evidente a necessidade do uso de dados de sensores remotos para realização de trabalhos não só em geomorfologia, mas em diversos campos das geociências e ciências ambientais na Amazônia, devido à magnitude e dificuldade de acesso às áreas. Neste sentido as imagens de radar captadas pelo satélite Sentinel-1A possuem grande aplicabilidade, pois além de não serem influenciadas pela cobertura de nuvens, um dos grandes problemas do imageamento óptico na região, estão sendo disponibilizadas gratuitamente e em resolução temporal e espacial adequada para trabalhos desta natureza. O uso de tais dados deve ser estimulado e testada sua potencialidade em diferentes áreas do conhecimento, e em conjunto com os dados de sensores ópticos, como os da série Landsat, com uso já consolidado.

Em termos de evolução do relevo, observa-se a importância dos processos fluviais na formação deste trecho da planície amazônica, especialmente os ligados à construção e abandono de barras de acreção. Nos terrenos de terra firme, descreve-se a dissecação de uma superfície mais antiga, alçada por volta da cota 150 metros, em um terraço que oscila entre 30 e 60 metros acima do nível do mar, testemunhos de tempos onde os planaltos

deveriam se estender até a proximidade do vale moderno do rio Amazonas. A formação do Terraço de Santarém parece diretamente relacionada à presença de uma rede de canais curtos, igarapés de primeira e segunda ordens, responsável pela dissecação dos planaltos (PSB) através do recuo das escarpas e alargamento dos vales. O arranjo dos canais coletores apresenta forte controle estrutural, com evidente influência de lineamentos regionais na conformação da drenagem e consequentemente, na evolução do relevo. Sugere-se que estas relações sejam avaliadas com auxílio de técnicas de morfometria e à luz de informações sobre o arranjo estrutural, como dados geológicos e geofísicos, seguindo algumas das propostas já existentes a este respeito e tentando compreender a importância de uma provável tectônica recente na conformação do relevo.

Por fim, vale salientar que a complexidade das formas em cada um dos compartimentos indica a necessidade de realizar estudos em escala local em número suficiente para permitir a extrapolação destes resultados a unidades mais amplas (compartimentos geomorfológicos) e por conseguinte, a outras áreas da região Amazônica. Estudos de maior detalhe podem contribuir para a discussão a respeito da origem e evolução do relevo amazônico, em termos de idade e influência de fatores internos (tectonismo e arranjo estrutural) e externos (variações glácio-eustáticas e respostas da cobertura vegetal). Em um contexto de planejamento, estes estudos devem apontar para as potencialidades e fragilidades de cada compartimento, e se possível, indicar as tendências de desenvolvimento do relevo, especialmente com relação à planície onde os processos são bastante dinâmicos. Este planejamento é essencial para que haja o mínimo de harmonia entre os usos propostos e já consolidados do território e dos recursos nele existentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB' SABER, A. Problemas geomorfológicos da Amazônia Brasileira In: **Atas do Simpósio sobre a Biota Amazônica**, Conselho Nacional de Pesquisas, Rio de Janeiro, 1967.

AGUIAR, D. **A Geopolítica de Infraestrutura da China na América Do Sul: Um estudo a partir do caso do Tapajós na Amazônia Brasileira**. ActionAid / FASE, Rio de Janeiro, 2017. 83p.

ANDRADE, M.; SZLAFSZTEIN, C. Community participation in flood mapping in the Amazon through interdisciplinary methods. **Natural Hazards**. V. 78, n. 3, p. 1491-1500, 2015. DOI: 10.1007/s11069-015-1782-y.

ALLEN, J. A Review of the origin and character of recent alluvial sediments. **Sedimentology**, V. 5, p. 89-191, 1965.

ARAÚJO, R; CASTRO, E; ROCHA, G; SÁ, M; MATHIS, A; MONTEIRO, M; PUTTY, C; MONTEIRO, R; CANTO, O; BENNATI, J. Estado e Sociedade na BR 163: desmatamento, conflitos e processos de ordenamento territorial. In: CASTRO, E. (org.). **Sociedade, território e conflitos: BR-163 em questão**. Belém: NAEA, 2008.

BEMERGUY R.L. & COSTA J.B.S. Considerações sobre a evolução do sistema de drenagem da Amazônia e sua correlação com o arcabouço tectono-estrutural. **Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi**, Série Ciências da Terra, V. 3, p. 75-97, 1991.

BEMERGUY R.L. **Morfotectônica e evolução paleogeográfica da região da calha do Rio Amazonas**. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica). Centro de Geociências Universidade Federal do Pará, Belém, 1997. 200 p.

BOANO, F., C. CAMPOREALE, R. REVELLI; L. RIDOLFI. Sinuosity-driven hyporheic exchange in meandering rivers. **Geophys. Res. Lett.**, V. 33, n.18, 2006. DOI:10.1029/2006GL027630

BORELLLI, D. Aziz Ab'Sáber: problemas da Amazônia brasileira. **Estud. av.**, V. 19, n. 53, p. 7-35, 2005.

BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral, projeto RADAMBRASIL **folha SA 21-SANTARÉM, Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação, Uso potencial da Terra**. Rio de Janeiro, 1976.

BRASIL. Ministério dos Transportes, Portos e Aviação Civil. **Plano Mestre: Complexo Portuário de Santarém**. Florianópolis: SEP/PR-UFSC, 2017.

CAPUTO, M. V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D. N. N. **Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas**. PETROBRAS. RENOR. DIREX, Belém, 1971.

CENCI, L., PULVIRENTI, L., BONI, G., CHINI, M., MATGEN, P., GABELLANI, S., SQUICCIARINO, G. An evaluation of the potential of Sentinel 1 for improving flash flood predictions via soil moisture data assimilation. **Adv. Geosci**, V. 44, p. 89-100, 2017.

COSTA, M. L. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.

CUNHA, F. **Aspectos geomorfológicos da bacia do Médio Amazonas**. PETROBRAS. RENOR. DIREX, Belém, 1973.

DOURADO, F., ANDRADE, M., CARNEIRO, C. Geração de mapas de riscos naturais em Santarém – PA: abordagem baseada na lógica fuzzy. **Geociências**, V. 36, n. 3, p. 579-587, 2017.

FADESP, Fundação de Amparo e Desenvolvimento da Pesquisa. **Estudo de Impacto Ambiental do Terminal Portuário da Empresa Brasileira de Portos de Santarém Ltda. – EMBRAPES**. Belém, 2015, 1118 p.

FRICKE, A., NITTROUER, C., OGSTON, A., NOWACKI, D., ASP, N., SOUZA FILHO, P., DA SILVA, M. River tributaries as sediment sinks: Processes operating where the Tapajós and Xingu rivers meet the Amazon tidal river. **Sedimentology**, V. 64, n.6, p. 1731-1753, 2017.

GAYOSO DA COSTA, S. Agronegócio e terras na Amazônia: conflitos sociais e desterritorialização após a chegada da soja na região do Baixo Amazonas no Pará. In: SAUER, S., ALMEIDA, W., (Org.). **Terras e Territórios na Amazônia: demandas, desafios e perspectivas**. 1ed. Brasília: UNB, 2011. p. 69-89.

GOUROU, P. Observações geográficas na Amazônia. **Revista Brasileira de Geografia**, V. 3, p. 355-408, 1949.

GUIMARÃES, U.S., NARVAES, I. S., GALO, M. L. B. T. Aplicação de dados ERS, Envisat e Sentinel para detecção de mudanças nos ambientes costeiros amazônicos. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v.18, n.2, p.257-278, 2017.

IBGE. **Manual Técnico de Geomorfologia**. 2ª ed. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 2009. 175 p.

HARTT, C. Contributions to the geology and physical geography of the lower Amazonas. **Bulletin of the Buffalo Society of Natural Sciences**. v 1, 1874. p. 201-235.

KLEINHANS, M., FERGUSON, R., LANE, S., HARDY, R. **Splitting rivers at their seams: bifurcations and avulsions**. **Earth Surf. Proc. Land.**, v. 38, p. 47-61, 2013. DOI:[10.1002/esp.3268](https://doi.org/10.1002/esp.3268)

MEIS M. Considerações sobre o Médio Amazonas. **Revista Brasileira de Geografia**, V. 30, n.2, p.3-20, 1968.

MENDES, A. C., TRUCKENBROD, W., NOGUEIRA, A. C. R. Análise faciológica da Formação Alter do Chão (Cretáceo, Bacia do Amazonas), próximo à cidade de Óbidos, Pará, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, V. 42, n. 1, p. 39-57, 2012.

MERTES, L., DUNNE, T. Effects of tectonism, climate change and sea level change on the form and behavior of the modern Amazon River and its floodplain. In: GUPTA, A. **Large rivers: geomorphology and management**. United Kingdom: John Wiley and Sons, 2007.

MERTES, L.; DANIEL, D.; MELACK, J.; NELSON, B.; MARTINELLI, A.; FORSBERG, B. Spatial patterns of hydrology, geomorphology, and vegetation on the floodplain of the Amazon River in Brazil from a remote sensing perspective. **Geomorphology**, V. 13, p. 215-232, 1995.

MIRANDA F., MCCAFFERTY F., TARANIK J. Sensoriamento remoto na prospecção de Hidrocarbonetos na bacia do Amazonas. **Boletim Téc. Petrobras**, V. 26, n. 4, p. 268-291, 1983.

LATRUBESSE, E.; COZZUOL, M.; SILVA-CAMINHA, S.; RIGSBY, C.; ABSY, M. L.; JARAMILLO, C. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. **Earth-Science Reviews**, V. 99, p. 99-124, 2010.

LATRUBESSE E. & FRANZINELLI E. The Holocene alluvial plain of the middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, V. 44, n. 3-4, p. 241-259, 2002.

LEWIN J, ASHWORTH P. The negative relief of larger floodplains. **Earth-Science Reviews**, V. 129, p. 1-23, 2014. DOI:[10.1016/j.earscirev.2013.10.014](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.10.014).

LOPES, C. **Análise das alterações morfodinâmicas da micro-bacia do Irurá, Santarém-PA**. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia). Instituto de Engenharia e Geociências, Universidade Federal do Oeste do Pará, Santarém, 2018. 69p.

NANSON, G. **Point bar and floodplain formation of the meandering Beatton River, northeastern British Columbia, Canada**. **Sedimentology**, V. 27, p. 3-29, 1980. DOI: [10.1111/j.1365-3091.1980.tb01155.x](https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01155.x)

PANIZZA, M. Geomorphology and seismic risk. **Earth-Science Reviews**. V.31, n.1, p. 11-20, 1991.

- PINHEIRO, D. T., CORRÊA, J. M. S., CHAVES, C. S, CAMPOS, D. P. F., PONTE, S. C. S., ZACARDI, D. M. Diversidade e distribuição da ictiofauna associada a bancos de macrófitas aquáticas de um lago de inundação amazônico, estado do Pará, Brasil. **Acta Fish** V. 4, n. 2, p. 59-70, 2016. DOI: 10.2312/ActaFish.2016.4.2.59-70
- ROSSETTI, D.; COHEN, M.; TATUMI, S.; SAWAKUCHI, A.; CREMON, E.; MITTANI, J.; BERTANI, T.; MUNITA, C.; TUDELA, D.; YEE, M.; MOY, G. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. **Sedimentary Geology**, V. 330, p. 1-15, 2015.
- SILVA, M. J. **Vulnerabilidade Socioambiental na Produção do Espaço Urbano da Cidade de Santarém-PA**. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2017. 301p.
- SOARES, P.; FIORI, A. Lógica e sistemática na análise e interpretação de Fotografias Aéreas em Geologia. **Notícia Geomorfológica**, V. 16, p. 71-104, 1976.
- TOCKNER K., STANFORD, J. Riverine floodplains: present state and future trends. **Environmental conservation** V. 29, p. 308-330, 2002.
- UFOPA, Universidade Federal do Oeste do Pará. **Relatório Técnico do Grupo de Estudo do EIA do Porto do Maicá**. Santarém, 2018. 68p.
- VAN DE LAGEWEG, W., VAN DIJK, W., BAAR, A., RUTTEN, J., KLEINHANS, M. Bank pull or bar push: what drives scroll-bar formation in meandering rivers? **Geology**, V. 42, p. 319-322, 2014.
- VAZ, E. M., RABELO, Y. G. S., CORRÊA, J. M. S., ZACARDI, D.M. A pesca artesanal no Lago Maicá: aspectos socioeconômicos e estrutura operacional. **Biota Amazônia**, V. 7, n. 4, p. 6-12, 2017.
- WITTMAN, F., JUNK, W., PIEDADE, M. The varzea forests in Amazonia: Flooding and the highly dynamic geomorphology Interact with natural forest succession, **For. Ecol. Manage.**, V. 196, p.199-212, 2004.